U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第 10 巻　第 7 號

技術研究所 受 34.11.30 付 図書

目　　次

報　文

番場猛夫，斉藤正雄：北海道生田原町北ノ王鉱山ほか2,3の金・銀鉱床調査報告……1(553)

大津秀夫，砂川一郎，高橋　清，種村光郎，郷原範造：岩手県土畑鉱山の黒鉱式(網状型)銅鉱床群について……15(567)

中村久由，他：宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係……23(575)

牧　真一：泥炭および泥炭地下水の有機物について……49(601)

小野吉彦：地層水の比抵抗……65(617)

川島　威：サンプリングフィルターによる反射波形の変形……75(627)

概　報

北海道十勝国ユーヤンベツ水銀鉱床附近地質鉱床調査報告

福井県鬼ケ嶽陶石鉱床

北海道天塩・北見地方川砂鉄鉱床概査報告

資　料

同位元素法による地質時代の気候条件の決定問題について

カラフトの造構様式の問題について

カード記入済

台帳記入済

工業技術院地質調査所

昭和34年7月

報　文

553.41：550.85(524)

北海道生田原町北ノ王鉱山ほか 2，3 の金・銀鉱床調査報告

番場 猛夫*　齊藤 正雄*

技術研究所 受 34.11.30 付 図書

Geology and Gold-silver Deposits of the Kitanoo and Other Several Mines, Ikutahara Gold Mining District, Kitami Province, Hokkaidō

by

Takeo Bamba & Masao Saitō

Abstract

The Ikutahara gold mining district is situated in the southeastern end of the Kitami province of Hokkaidō. In the district, the Kitanoo, Ikutahara, Shōwa, Ryuo, Yahagi and other several gold mines are known.

Geology and some gold deposits in the region have been investigated since 1956 by present authors and the following phenomena are clarified.

(1) Various kinds of rhyolite develop over the Mesozoic shale. Almost of the deposits are found in the rhyolite.

(2) The rhyolite is classified into three facies according to the characteristic properties of rocks, and they are related to the depth of the rhyolite layers. The lower layer of the rhyolite consists of the stratified rhyolitic tufff, tufaceous sandstone. Intermediate layer is rhyolitic breccia. Upper layer is stratified fine sandy rhyolitic tuff. The intermediate layer is country rock of the most deposits in this region and the upper layer has acted as the cap rock of the veins.

(3) Metasomatism of the rhyolite is remarkable. Silicification and sericitization are predominant in the upper layer and intermediate layer is characterized in adularization.

(4) Arrangements of the veins are closely related to the two tectonic lines. One of them strikes N 40°W, and is named Ryuo-Kitanoo tectonic line, and the other strikes N 45°E (Yahagi-Ikutahara line). Gold deposits of Ryuo, Kitanoo, Ikutahara, and Shōwa mines lie on the Ryuo-Kitanoo line and copper-zinc-lead deposits of the Ikutahara mine, gold deposit of Yahagi mine and cinnabar deposits of Asahino mine lie on the Yahagi-Ikutahara line. It is interesting that the two tectonic lines were formed in different stages, Ryuo-Kitanoo line is older than the other.

(5) Gold deposits are a complex of NS vein and EW vein systems. Two groups of veins are often closely associated and the NS veins are cut by EW veins. Although NS veins are always small, they are rich in gold. On the contrary, EW veins are generally large in scale but poor in gold.

要　旨

標題の地区は北海道における重要な産金地帯として古から知られているが，いまはすべて休山ないし廃山の態である。こゝはいわゆる北見鉱床区の中央部でありがら，鉱床調査がほとんど行なわれていない。筆者ら鉱床学的資料の収集に重点をおき，地表調査のほか旧坑のとりあけを行ない，大要次のような結果を導ことができた。

北ノ王鉱山附近には流紋岩の分布が卓越し，これが金銀・水銀鉱床の母岩となつている。しかしもとより流岩のすべてに鉱脈が発達しているわけではない。いわゆる北ノ王流紋岩のうち，角礫質ないし細粒質の部分に選択的に鉱脈が発達している。鉱脈の胚胎母岩は一般に珪化が強いが，さらに多量の氷長石を生じている。本岩の上部には著しい珪化岩が発達しているが，こゝは氷長石化に乏しく，むしろ絹雲母化が特徴的である。

含金石英脈には東西鏈，南北鏈および斜鏈がある。東西鏈は一般に規模が大きく脈幅 1 m 前後で細粒石英・氷長石からなり，10 g/t の含金量を示す。南北鏈は脈幅 2～3 mm の微脈で，前記東西鏈に附随して延長数 m で終わることが多い。脈の中央に晶洞をつくり，犬歯状粗粒の石英が群生し，その根部に絹雲母化帯を生じている。含金量はしばしば 200 g/t 以上である。斜鏈は上記

* 北海道支所

両脈の中間的性質を有し，脈幅 30 cm 前後で脈はしばしば撓曲し，撓曲部分に銀黒を生じている。そこには絹雲母をやゝ多量伴なつているが，一般には絹雲母と氷長石とを含有する石英脈である。石英の結晶には粗粒のものと細粒のものとがあり，これらが交互にコロフォーム状に繰り返し細粒相に氷長石と絹雲母を生じている。この脈は金が痕跡，銀が 407 g/t である。本地区の鉱脈は一般に含銀量に乏しいが，斜鏟においてのみ含銀量が卓越する。

上記のほか，周辺地区の銅・鉛・亜鉛鉱床との関連，鉱脈と構造支配，および土砂金などの諸問題について若干の知見を述べておいた。

1. 緒　言

筆者らは昭和 31 年夏，約 20 日間にわたり，表記の鉱床調査を実施した。本調査には山屋政美・宇野沢昭が加わり，北ノ王鉱山附近に対して 4 km 平方にわたり 1 万分の 1 地形測量を行なつた。

この調査は北海道支所探鉱課の第 1 次 3 カ年計画に基づくもので，今回が初年度である。長期計画としてとりあげた根拠は，この地区が古くから著名な産金地帯でありながら，鉱床調査としてみるべきものがなかつたこと，鉱床の賦存範囲がきわめて広いこと，鉱床は金・銀鉱脈のほか，銅・鉛・亜鉛・水銀なども知られており鉱種が多様で，この地区の鉱床開発の基礎資料を得るには，長期にわたる地域調査が必要と考えたからである。

今回の調査は，生田原町地内の北ノ王・生田原・昭和・隆尾・矢矧各鉱山の金・銀鉱床，生田原銅山の鉛・亜鉛・銅鉱床，旭野鉱山の水銀鉱床などを対象とし，とくに北ノ王鉱山周辺に対しては精査を実施した。

上記の鉱床は大部分が流紋岩を母岩としているが，精査地域において流紋岩の細分を試みることができた。

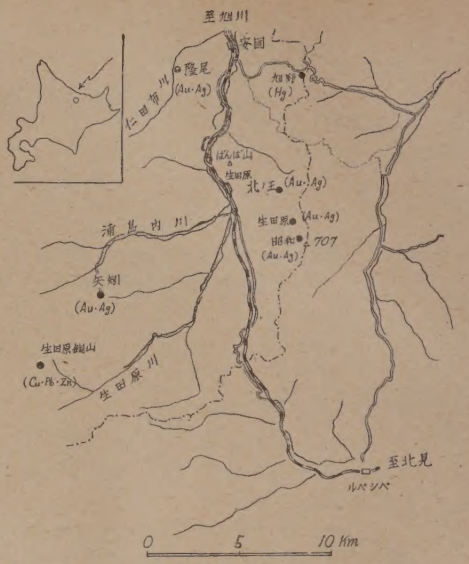
生田原町東部の瑞穂(みずほ)・サロマ地区には泰北大寮・千歳・佐呂間各鉱山の金・銀鉱床が，中生代頁岩中に発達しているが，この鉱床群に対しては，次年度に調査を実施の計画であることを附言する。

2. 位置および交通

調査地域は生田原町のほゞ全域にわたつている。こゝは北見国紋別郡に属し，5 万分の 1 地形図「上生田原」の西部，「丸瀬布」の東部にあたつている。各鉱床の位置は第 1 図に示す通りである。

地域の中央部には石北線が走り，隆尾・旭野両鉱山は安国駅からいずれも 5 km で，その間自動車の運行が可能である。

また北ノ王・生田原・昭和各鉱山は生田原駅から 5 km あり，徒歩で約 1 時間を要する。矢矧鉱山は生田原町市街地の西方 15 km にあり，浦島内川本流からはいることが便利で，この間にトラック道路を通じている。生田原銅山は生田原川上流にあり，生田原駅から初めの 15 km はトラック道路があるが，最終の 3 km は沢を渉らなければならない。



第 1 図　位 置 交 通 図

3. 地形・地質および地質構造

調査地域は，一般に緩やかな丘陵性地形を呈し，とくに生田原町東部地域は地形の起伏が乏しい。これに対し，西部地域はやゝ急峻である。これは地質構成の違いによるもので，東部地域はほとんど流紋岩類で占められているが，西部地域にはこれを貫ぬく安山岩類・玄武岩類があり，これが山の高所を構成するからである。いずれにしても海抜 500～800 m で，独立峰として目立つものは認められない。

地域の中央部，生田原町市街地附近一帯は上記丘陵に囲まれた盆地で，やゝ広く平野が開けている。こゝは海抜 200 m を示す。河川は生田原川・浦島内川・矢矧の沢のほかはみるべきものがない。これらはいずれも地域中央の盆地に注いでいる。

生田原町全域の地質調査はすでに大正 7 年納富重雄により行なわれ，大部分が流紋岩から構成されていることが明らかにされた。この時期には流紋岩はリソイダイト質のものと，ネバダイト質正規流紋岩とに大きく類別されている。その後北海道工業試験場による地域調査が行なわれ，昭和 11 年に 5 万分の 1 地質図が刊行され，地

質の大綱が示されている。

この地域は，基盤は中生代頁岩からなり，これを覆つて第三系中新統の流紋岩質凝灰岩が分布し，さらにその上部に各種安山岩・玄武岩が広く発達している。ために基盤の露出面積はきわめてせまく，深く侵食された沢底に，数カ所にフェンスター（地窓）として認められるにすぎない。いきおい基盤に対する検討は不充分になつたが，今回観察しえたところでは，基盤は一般に頁岩を主とし，東部地域では走向 N 30° W・傾斜 45° NE を示すが，西部地域では地層は塊状泥質で層理不明の場合が多い。本層中には N 20～40° W・70° NE または N80° W・80° SW の断層が発達する。これらの断層は流紋岩迸入活動以前に生成された模様で，この構造線を上部に追跡しても，流紋岩中にはそれに相応するものは認められない。

流紋岩中に認められる断層，あるいは裂罅構造は N 30～60° E の方位を示し，浦島内川上流に発達している。

この地域に賦存する多くの金属鉱床は，基盤の構造に支配されているものと，流紋岩中の構造に支配されているものとがあり，隆尾・北ノ王・生田原・昭和各鉱山の金・銀鉱床は前者に属し，生田原銅山・矢矧金山・旭野水銀鉱山の各鉱床は後者に属する。上記の各鉱床は生田原銅山を除いて他はすべて流紋岩中に胚胎している。

4. 流紋岩の分類と対比

流紋岩は岩相が多様で，無斑晶流紋岩・斜長石流紋岩・角閃石黒雲母流紋岩・石英流紋岩などがある。無斑晶流紋岩は北ノ王鉱山地区に広く発達し，北ノ王流紋岩といわれている。斜長石流紋岩は旭野峠―隆尾鉱山附近に，角閃石黒雲母流紋岩は生田原駅北方の番場山に代表的なものがある。また石英流紋岩は生田原銅山附近に発達する。

これらのうち，角閃石黒雲母流紋岩のみは岩脈状を呈し，他の流紋岩類を貫ぬいた形跡があるので，流紋岩迸入活動には，大きくみて少なくとも2時期があるものと考えられる。

古期流紋岩は分布範囲も広く，岩相の変化も多様で，各種鉱床の母岩である場合が多く，本地区ではもつとも重要なものである。かつて北ノ王流紋岩，またはリソイダイト質流紋岩といわれているものはいずれもこれに属する。

この流紋岩は下部が層状の流紋岩質砂岩，ないしは同質凝灰岩で，堆積相としての特徴を表わし，その上部に角礫質流紋岩・石英流紋岩あるいは斜長石流紋岩をもたらしている。こゝには基盤の中生層頁岩片を含有している場合が多く，堆積相というよりは，むしろ貫入相としての性格を示している。この種の流紋岩は岩質の変化が著しく，北ノ王鉱山附近においては，第2図のように角礫質流紋岩・頁岩片含有角礫質流紋岩・細粒流紋岩などに類別したが，これは他地区では石英流紋岩・斜長石流紋岩に対比される。

この上位にはふたゝび層状細粒の流紋岩質砂岩が発達するが，これは一般に珪化の強いことが特徴で，珪質流紋岩と呼ぶのが適当である。本岩は転石として多量認められるが，分布は北ノ王鉱山・昭和鉱山地区において2，3カ所に観察されるのみで，その大部が崩壊流失したものと考えられる。

古期流紋岩の発達状態は水平に近く，最上位の珪質流紋岩は 500～700 m の山頂附近を構成する場合が多く，層状砂質または層状凝灰質のものは山麓に広く発達し，中腹に発達するものは角礫質・斜長石流紋岩など，貫入相を示す各種流紋岩である。

5. 鉱床概説

生田原町の東部地域には，北ノ王・生田原・昭和・旭野各鉱山があり，西部地域には，生田原銅山・矢矧・辰巳・隆尾各鉱山が知られている。このうち旭野鉱山の水銀鉱床，生田原銅山の銅・鉛・亜鉛鉱床を除けば，他はいずれも含金銀石英脈鉱床である。また生田原銅山のほかは，いずれも古期流紋岩を母岩としている。

鉱床の走向は北ノ王・生田原・昭和鉱山地区では N 70～80° W を示す東西系統のものを主とし，まれに N 60° E 系統のものがみられる。

隆尾鉱山では N 60° E 系，矢矧鉱山では N 50～80° E を示し，生田原銅山では N 80° W である。概観したところでは脈勢は東西方向に顕著である。

北ノ王鉱山地区には，基盤の中生層中に N 30～40° W に走る断層があり，昭和・生田原・北ノ王各鉱山の鉱脈群は，この断層の直上に位置を占め，さらにその北方延長部に隆尾鉱山がある。この構造線は前に述べたように，流紋岩活動に先立つて生じたもので，地質図に古期潜在断層として表現した。これを隆尾・北ノ王構造線と呼ぶことにする。

一方，生田原銅山・矢矧鉱山地区には N 30～40° E に走る断層がある。これは生田原銅山附近の流紋岩中に発達し，前記構造線よりも新しいものである。生田原銅山・矢矧鉱山はこの構造線上に位置するので，これを矢矧・生田原構造線と呼ぶことにする。この構造線の北方延長が，隆尾・北ノ王構造線と交差するあたりに番場山があり，こゝに角閃石黒雲母流紋岩の大きい岩脈が発達する。さらにその北東方延長上に旭野水銀鉱山があ

第2図　北ノ王金山附近地形および地質図

る。

以上に2つの主要構造線のあることを述べたが，両者は生成期が異なるばかりでなく，そこにもたらされた鉱床も異なり，矢矧・生田原構造線上に賦存する鉱床は，金・銀・銅・水銀など，鉱種の変化が著しいが，隆尾・北ノ王構造線上にあるものはすべて金・銀鉱床である。

6. 鉱床各説

6.1 隆尾・北ノ王構造線の支配を受けた鉱床

上記構造の支配を受けた鉱床には，南から昭和・生田原・北ノ王・隆尾各鉱山の金・銀鉱床がある。いまはいずれも休山している。

北ノ王鉱山の現場は数カ所に分かれ，北ノ王1区・同2区・同3区・同5区・同沼ノ上地区などがある。また生田原鉱山の現場は，生田原1区・同サロマ地区の2区に分かれている。これらの関係位置は第2図に示した。

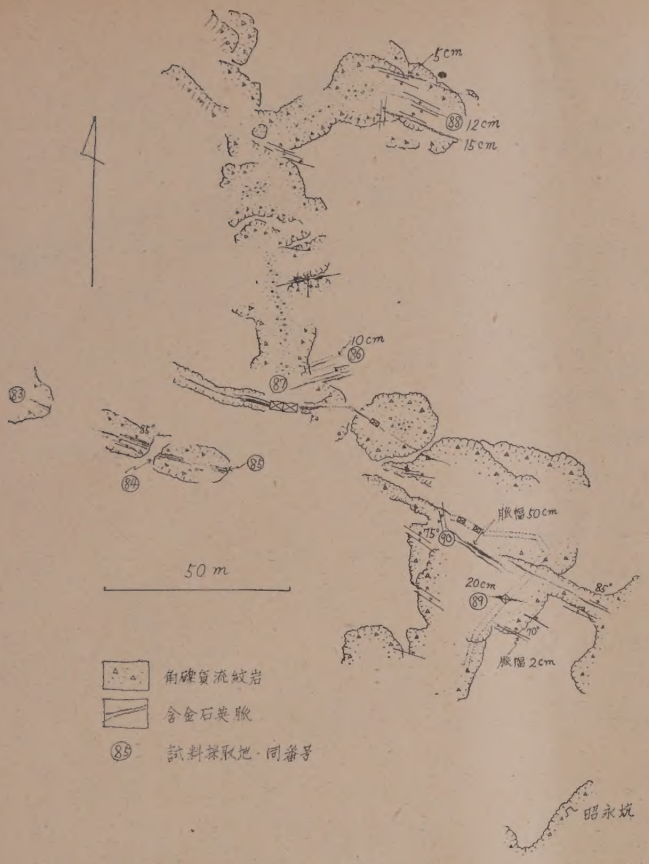
6.1.1 北ノ王鉱山1区

生田原市街地の東方直距離 2 km にあり，海抜 500m の山頂附近に多数の含金石英脈が東西に並び，鉱脈群を形成する。

鉱床母岩は角礫質流紋岩で，1 cm 前後の同質流紋岩片を多く含有し，岩質は粗鬆である。鉱床附近に珪質流紋岩の転石が著しい。これらの転石は，かつて山頂を覆っていたものと解される。

鉱脈は N 60～70° W・85° NE の走向傾斜を示し，脈幅は 50 cm が最大である。本鑓の両側に数条の平行脈が発達しているが，これは脈幅 10 cm 内外でその規模は小さい。まれに東西ないし N 70° E 方向に発達する分岐脈がある。これはいずれも脈幅 10 cm 以下である。

この鉱床に対して，東側から東栄新坑(500m レベル)，貫通坑(460 m レベル)，南側から昭栄坑(500m レベル)，運搬坑 (460m レベル) が開かれたが，いまは一部を除



第3図　北ノ王1区露天掘見取図

第4図　北ノ王鉱山沼ノ上地区露天掘見取図

いていずれも埋没し，入坑不可能である。

しかし本鉱床の上部は露天掘りによつて開発されたので，その掘跡によつて鉱脈群を観察することができる。第3図は露天掘跡を示した。

この鉱脈における金・銀含有量は第1表の通りである。

第 1 表

資料番号	Au (g/t)	Ag (g/t)
83	4.7	4.0
86	3.3	3.0
88	7.0	31.0
89	11.7	5.0

分析：化学課

6.1.2　北ノ王鉱山沼ノ上地区

前記北ノ王1区の西方 500 m，海抜 400 m の山の中腹に東西に発達する鉱脈群がある。これを北ノ王沼ノ上地区と称し，北ノ王鉱山における最も重要な鉱床である。この地区も露天掘りと坑道掘りによつて開発されたが，いまは露天掘りの跡によつて概況を把握しうるのみである。

鉱床の賦存状態は第4図に示す。鉱脈の走向延長は N 80° W に 200 m，賦存範囲は南北に約 100 m で，その間に約10条の鉱脈が発達する。主脈は幅 20 cm またはそれ以上の含金石英脈で，この脈に対して下方から北露天坑・開運坑および沼ノ上坑を開さくしている。いまはいずれも崩壊し，入坑できない。主脈は海抜 440 m から 350 m 附近まであり，露頭に示される高距だけからみても 100 m に及んでいる。

主脈の含金量は上部で乏しく，下部で良好である。分析結果は第2表の通りである。

主脈の両側にある平行脈は，一般に微細の石英脈の集合で，脈間

第 2 表

資料番号	Au (g/t)	Ag (g/t)
94	0	0
96	tr.	5.0
97	10.0	11.0
99	3.3	6.0
100	8.0	9.0

分析：化学課

に土砂を混じえ，土砂鉱または土砂脈といわれている。この土砂脈は幅 20 cm 前後で脈中の土砂を桝かけすれば，必ず少量の金粒を認めることができる。第2表の 97, 99 に示したものはいずれも土砂鉱で，場合によつては正規石英脈よりも含金量が高い。

土砂鉱の成因については，既存の石英脈が in situ で風化分解して土砂状となつたとする見方と，北ノ王1区の鉱床が風化分解し，下方へ漂流して裂罅を充填した一種の漂砂鉱床とする見方とある。

いずれにしても土砂鉱は北ノ王1区には認められず，その周辺下方の北ノ王沼ノ上地区および北ノ王3区に特徴的分布を示している点は注目すべきで，鉱床の分布からは漂砂鉱床としての可能性が強い。

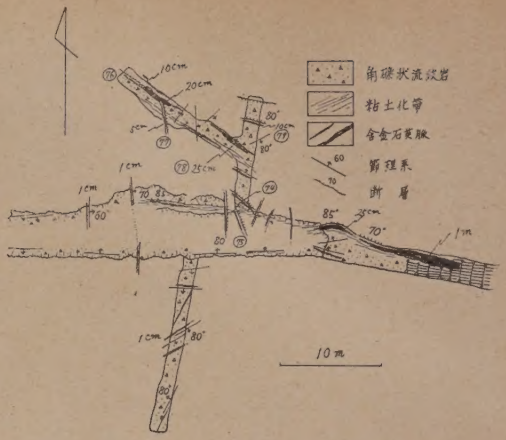
6.1.3 北ノ王鉱山3区（別称北ノ王新露天）

前記北ノ王沼ノ上地区の南西に隣接する採鉱現場である。こゝも坑道掘進と露天掘りによつて採鉱が行なわれた。こゝを北ノ王3区または北ノ王新露天と称する。ここでは 2, 3 の坑道が保存されているので，坑内調査によつて鉱床の概況を把握することができた。その結果を第5図に示す。

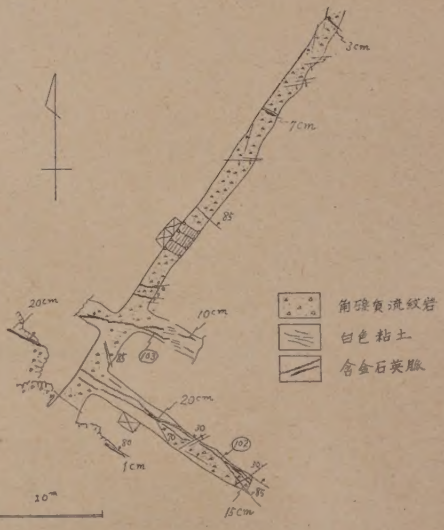
下部の坑道は海抜 340 m の地点から東へ向けて開坑し，EW～N 70° W の鏈押を 100 m, 立入探鉱本鏈の両側で行なつている。本鏈は富鉱部で幅 1 m を有するが，東部で数条の細脈に分かれ劣化する。西部では脈は N 50° W 方向になり，こゝでも数条の細脈に分かれ劣化しているが，1 cm 内外の細い南北脈を伴なう点が特徴である。主脈は白色粘土を伴なう場合が多い。

現地ではこの種のものをも土砂鉱と称しているが，この白粘土は陶器状石英から変化したもので，粘土中に石英脈の残晶を有しており，前述の土砂鉱とは性状を異にしている。

主脈の東部延長は海抜 450 m の地点に現われており，こゝに探鉱坑道があるが，こゝでは N 50° W・70° NE を示す石英脈が発達している。富鉱部で脈幅 20 cm を示すが，細脈に分かれて消滅する。こゝにも白色粘土がしばしば伴なわれている。こゝの鉱石は金は痕跡で，銀が 20～24 g/t の低品位である（化学課分析）。



第5図 a 北ノ王3区新露天坑下部坑道坑内地質図

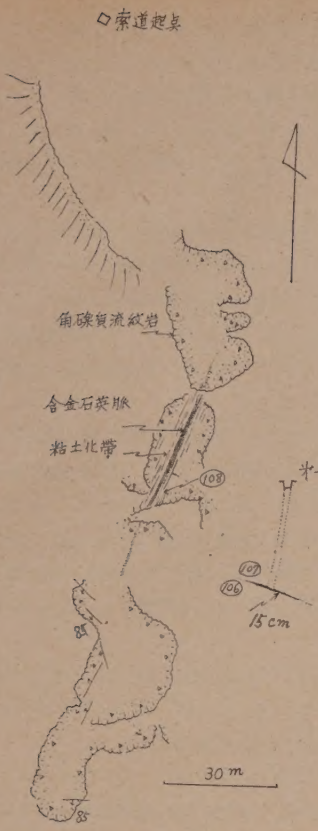


第5図 b 北ノ王新露天坑上部坑道坑内地質図

6.1.4 北ノ王鉱山2区

北ノ王1区の東方 1 km, 海抜 475 m 附近を北ノ王2区と称し，大切坑・中切坑・疎通坑があるが，いずれも埋没して入坑できない。こゝは露天掘りを行なつていないので，鉱床の状況は全く不明である。

坑内から出された砕量からみて，坑道は 1,000 m 以上に及んだものと推定される。この砕はほとんど細粒均質の流紋岩で角礫状のものは認められない。古い資料によれば，鉱脈の賦存範囲は東西 300 m, 南北 400 m にわたつていた模様で，含金量は平均 2.6 g/t といわれている。



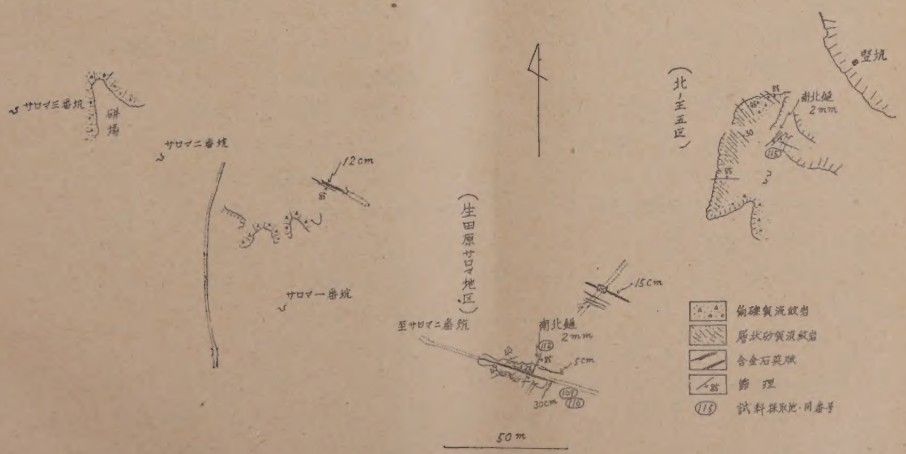
第 6 図　生田原 1 区鉱床見取図

鉱床の母岩は角礫質流紋岩あるいは細粒流紋岩で，一部に N 45° W・85° SW，EW 85° S の節理がよく発達している。坑道はいずれも埋没し，現在鉱床は第 1 旭坑西方の露天掘り跡で，たゞ 1 カ所に認められるだけである。こゝでは石英脈は N 30° E・85° E を示し，褐色粘土脈中に細脈として発達し，脈幅は褐色粘土を含めておよそ 1 m である。この部分から採取した鉱石の品位は，Au 4.3 g/t, Ag 4.0 g/t であつた。なおこの露天掘りの状況を第 6 図に示す。

6.1.6　生田原鉱山サロマ地区

前記鉱床のさらに南方 500～1,000 m 附近にある現場を生田原サロマ地区という。上部からサロマ 1 番坑，同 2 番坑，同 3 番坑が南南東に向けて開かれているほか，サロマ 5 号露天掘りと呼ばれる現場がある。坑道はほとんど崩壊しているが，本鑓の一部を露天掘りでみることができる。第 7 図のように，本鑓は脈幅 30 cm あり，N 80° W・85° N の走向傾斜を示し，多数の上盤鑓を伴なつている。これらはいずれも本鑓と平行に賦存し，脈幅は 5～15 cm である。現地ではこれらの脈を東西脈と称している。東西脈探鉱のために立入坑道はこの附近に多く，一部は入坑可能である。その例を第 8 図に示す。

東西脈にほゞ直交する細い石英脈がある。これは東西脈によつて切られ，脈の生成時期は東西脈よりも古い。脈幅は 1～2 mm という微脈で，延長は 1 m 内外で規模はきわめて小さい。しかるにその含金量は東西脈より



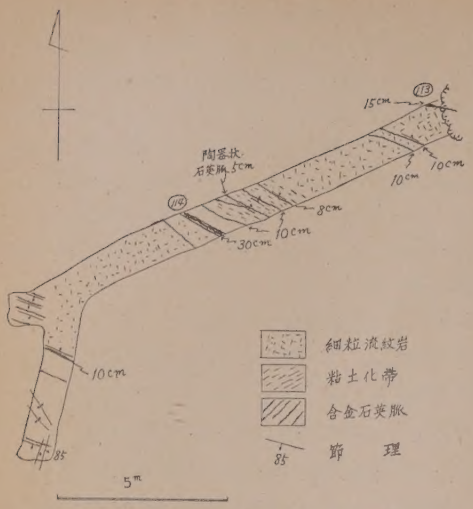
第 7 図　生田原サロマ地区・北ノ王 5 区鉱床見取図

6.1.5　生田原鉱山 1 区

生田原駅の南東方 3 km，海抜 400 m 附近の現場を生田原 1 区と称し，下から第 3 旭坑・第 1 旭坑その他の坑道を開さくし，採鉱した跡がある。一部に露天掘りを行なつた跡があるが，その規模は小さい。

はるかに高く，本地区のものを検討した結果では，Au 52.7 g/t，Ag 41.0 g/t である。東西脈の含金量は Au 1～3 g/t，Ag 3～10 g/t にすぎない。この微脈は南北鑓といわれ，当地区で最も重要なものである。

南北鑓は流紋岩の節理（N 30° E・85° ES）を充塡した



第 8 図 生田原サロマ地区立入坑道鉱脈賦存図

ものであり，東西脈はその後に生じた裂罅を充塡したものとみられる。

東西脈は一般に粘土を伴ない，脈幅も大きく延長も大きい。南北鏑は粘土を伴なわず脈幅・延長ともにきわめて小さいが，ほとんど常に中心部に晶洞を示し，犬歯状の小さい石英が脈の内側に群生しており，両者は種々の点でかなり性状を異にしている。

6.1.7 北ノ王鉱山 5 区

前記生田原サロマ地区の北東方 100～300 m に隣接し，坑道ならびに露天掘りによつて開発された現場である。こゝは別名南北鏑地区とも呼ばれ，さきに述べた南北鏑のもつともよく発達している所である。

鉱床の母岩は層状流紋岩質砂岩と角礫状流紋岩とから構成され，砂岩質の部分は N 40° W・30～45° NE の層理を示している。母岩には N 80° W・85° NE ならびに N 60° E・70° SE の節理が発達し，N 60° E 系の節理に沿つて，いわゆる南北鏑が賦存している。

坑道は南北鏑に対する立入が 2 本，南北鏑専門の鏑押し坑道が 1 本ある。

こゝから採取した南北鏑の鉱石は Au 220 g/t, Ag 99 g/t で，この地帯では最高の含金量を示した。なお特殊な場合には Au 1,000 g 以上の高品位部もかつて知られたということである。

こゝには東西方向の裂罅が認められるが，石英脈は伴なわれていない(第 7 図参照)。

6.1.8 昭和鉱山

昭和鉱山は 707 m 峰(第 2 図)の北西側山頂附近にあり，かなり大きく稼行した跡があるが，坑道はすべて埋没し，露頭の大部が砕で埋められ，いまはほとんど鉱床をみることができない。

海抜 690 m の地点に，たゞ 1 カ所に鉱脈がみられた。こゝでは脈は幅 15 cm, N 60° E・70° SE の走向傾斜を示している。走向延長，傾斜延長は不明である。こゝから採取した鉱石には Au 8.7 g/t, Ag 8.0 g/t の金・銀が含有されている。これはいわゆる東西脈に相当するものであろう。

当鉱山にも南北鏑が多く伴なわれていたということであるが，今回はそれを観察することができなかつた。

鉱床の母岩は層状流紋岩質砂岩で，こゝでは走向東西，傾斜は北へ 45° を示す。多くの場合珪化が著しいが，下部ではカオリン化が強く行なわれているということである。

古い資料によれば，本鉱山の鉱床賦存範囲は 707 m 峰の北方に 52 m×106 m にわたり脈は網状に発達し，大きいものは脈幅 1～1.5 m，細脈は 1～10 mm でこれらが交差した場合にしばしば落合直を形成したということで，品位は平均 Au 20 g/t，局所的に(落合直) Au 150～200 g/t で銀は金量とほゞ同値であつたと報告されている。

落合直とは南北鏑と正規東西脈との交差部と考えられるので，本鉱床は北ノ王 5 区あるいは生田原サロマ地区と同型式の鉱床とみることができる。

6.1.9 生田原鉱山境坑

生田原 1 区の東方直距 1 km, 生田原町とルペシベ町との境界附近にルペシベ町側より西方へ開さくされた坑道がある。これを境坑と仮称した。こゝでは鉱脈は N 70° E で延長約 50 m あり，数条の上盤鏑を伴なつている。脈は縞状鉱からなり，2～3 条の銀黒部分を伴なう。こゝから採取した鉱石は金が痕跡，銀が 407 g/t を示し，当地区としては異例の含銀量を示している。

鉱床母岩は頁岩片含有角礫状流紋岩で，N 70° E・85° NW の節理がよく発達している。

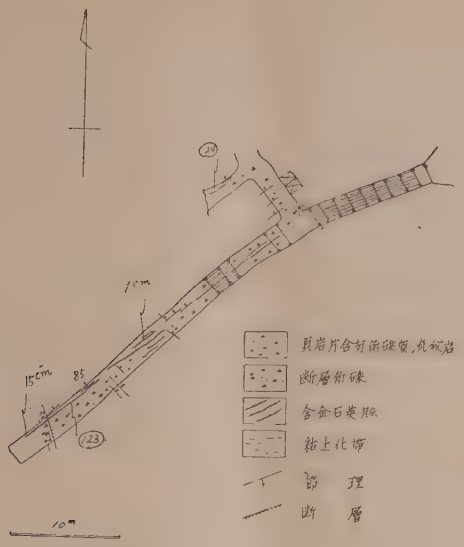
境坑の状況を第 9 図に示す。境坑は立入れ，掘下り坑道などで探鉱しているが，その部分は水没し，いまは入坑不可能である。

6.1.10 隆尾鉱山

隆尾鉱山は安国駅の西方 4 km, ニタップ川の中流にあり，昭栄坑・神社坑・隆栄新坑・大成坑・成隆坑などを開さくしているが，主要なものは昭栄坑と神社坑である。

昭栄坑はニタップ川の南岸に開坑し，南方へ立入坑道 120 m で着脈し，鏑押を東側に 70 m, 西側に 100 m 進めている。

鉱脈は N 70° E・60° SE の走向傾斜を示す含金石英脈 2 本からなり，下盤鏑が大きい。



第 9 図　境坑坑内地質図

第 10 図　珍尾鉱山昭栄坑坑内地質図

坑道内の地質は第10図に示すように，角礫状凝灰岩を母岩とし，下盤は縞状石英脈で，数カ所に富鉱部をつくり，脈の消長がはげしい。

この鉱脈は下から 190 m 坑・205 m 坑・220 m 坑によつて探鉱されたが，190 m 坑においては脈の西部が比較的品位高く，最高 Au 508.8 g/t, 平均 Au 68.8 g/t を示し，東部は Au 痕跡である。しかるに 220 m 坑においては脈の東部に富鉱部があり，最高 Au 14.1 g/t, 平均Au 9.0 g/t である。したがつて富鉱部の落しは脈の東方上部より西方下部へ向かうものとみられる。銀の含有率はほゞ金の10倍とみられている。

鉱石は皮殻状を呈することが多く，そこに数条の銀黒部分を伴なうことが普通である。

母岩は粘土化することが多く，粘土化部分はしばしば石英脈が寸断されてレンズ状を呈する。

上盤鏈は角礫状石英脈で，正規の石英脈に乏しい。硫化鉄鉱の鉱染が強く，それがかなり褐鉄鉱化し，新鮮なものを観察することは困難である。脈勢は下盤鏈に較べて，はるかに劣勢である。このほかに 2, 3 の平行脈があるが，いずれも幅・延長ともに小さい。

神杜坑はニタップ川の北岸に開坑し，坑口から鏈押で 400 m 以上脈を追跡しているが，いまは崩壊し入坑できない。富鉱部は坑口から 50 m 附近にある模様であるが，詳細は不明である。坑口附近で観察したところでは，脈は N 60° E・60° ES の走向傾斜を示し，脈幅 50 cm の縞状石英脈で，かなり銀黒部分を伴なつている。母岩は縞状流紋岩質凝灰岩である。

このほかに大成坑その他があるが，いずれも崩壊し，いまは入坑不可能である。

以上のようであるから，隆尾鉱山の鉱床は流紋岩質凝灰岩ないし同質砂岩を母岩として，N 70 E 系の含金石英脈が平行して数条あり，そのうち2条が主要脈で，北部の脈は神杜坑により，南部の脈は昭栄坑によりそれぞれ稼行されたが，鉱脈の規模・品位にはムラが多く，脈勢の消長がはげしいなどの特徴を有する。

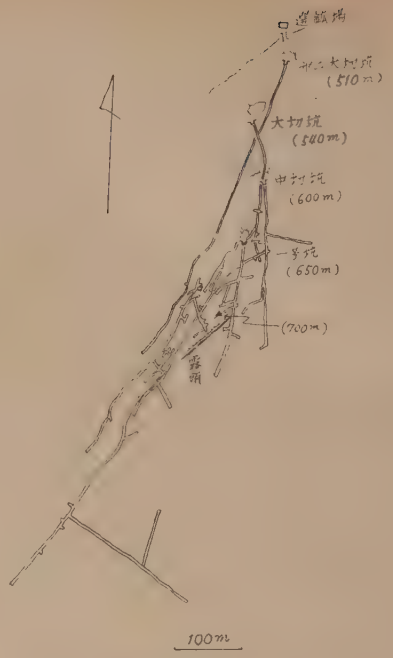
以上の点は前述の北ノ王・生田原地区の金・銀鉱床と類似点が多く，これらと同系統の鉱床とみることが適当であろう。

6.2 矢矧・生田原構造線の支配を受けた鉱床

上記構造の支配を受けた鉱床には，南から生田原銅山の銅・鉛・亜鉛鉱床，矢矧鉱山の金・銀鉱床，旭野鉱山の水銀鉱床などがある。いまはいずれも休山中である。

6.2.1 矢矧鉱山

生田原町市街地の南西方 12 km, 浦島内川の上流南側小沢の水源地附近にあり，海抜 500～700 m の高所に位置する。



第 11 図 矢矧鉱山坑道および露頭など関係図

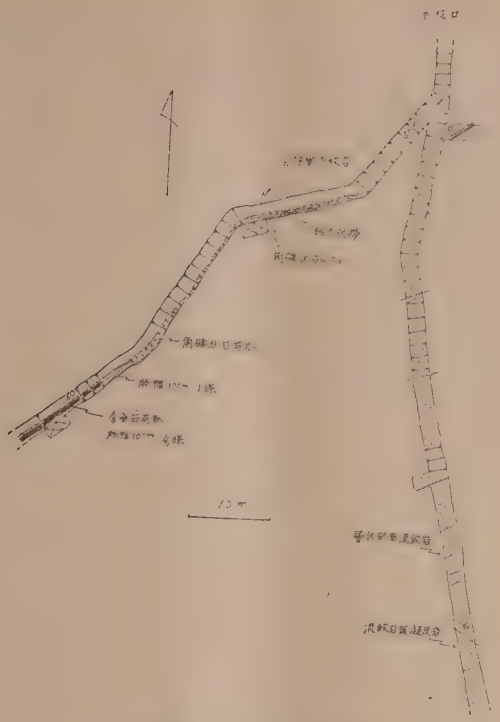
鉱床は流紋岩質凝灰岩中に N 45～70° E・40～60° NW の方位をとり，脈勢の消長がはげしいが，山頂部露頭(海抜 700 m)より最下部坑道までの高距は約 200 m あり，傾斜延長がかなり大きい。

この鉱脈に対して，下方から第2大切坑(510 m)・大切1坑(540 m)・中切坑(600 m)・第1坑(650 m)を開坑し，坑道の総延長は約 3,000 m に及ぶ。

上記各坑道の関係は第11図に示す。大切1坑・中切坑の坑内地質図はそれぞれ第12, 13図の通りで大切1坑においては含金石英脈は N 45° E・60° NW で，脈幅 10 cm ないし 40 cm を示す。延長は 350 m が確認されているが，富鉱部は比較的東部に賦存し，こゝでは 10cm の石英脈が数条集まり，脈間に粘土あるいはポサ状石英を伴ない，含金量は最高 69.8 g/t を示す。一部に角礫状石英脈が認められるが，正規石英脈に富むことが特徴である。

母岩は流紋岩質緑色凝灰岩・同質角礫岩または同質片状岩などからなる。脈と平行に 2, 3 の粘土化帯がみられる程度で，母岩の変質はあまり顕著ではない。この鉱脈の 37 カ所の平均含金量は 6.81 g/t である。

中切坑では前記鉱脈を 60 m 上部で採掘しているが，こゝでは鉱脈は延長 600 m が確認されている。鉱脈はほとんど角礫状石英脈からなり，正規石英脈は乏しい。



第 12 図　矢炯大切 1 坑坑内地質図

第 13 図　矢炯中切坑坑内地質図

角礫状部分は一般に脈幅大きく，最大 1 m に達している。

母岩は層状の流紋岩質緑色凝灰岩で，走向南北，傾斜西方へ 40° を示すが，鉱脈の附近では角礫化あるいは粘土化が強い。

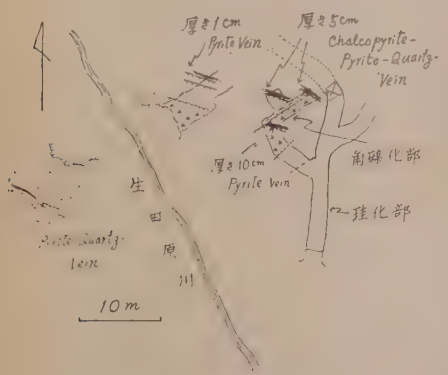
この地並における含金量の最高は 12.0 g/t, 73 個の含金量平均は 2.5 g/t で品位は大切 1 坑に較べ低下する。

本鉱山の鉱床は，規模品位ともに中切坑が最良で，その上下が悪いといわれている。含銀量は含金量と比例せず，不同がはげしい。

6.2.2 生田原銅山

生田原川の最上流，海抜 500 m の高所にある。母岩は中生層珪質砂岩で，割れ目に富み，やゝ緑泥石化し，地層の層理は判然としない。

露頭は第 14 図のように沢の両岸にあり，西岸露頭では珪質砂岩中に N 80° W・80° SW の石英脈が発達し，こゝに少量の黄鉄鉱が伴なわれるにすぎない。脈幅は 10 cm である。



第 14 図 生田原銅山鉱床見取図

東岸露頭は角礫化した珪質砂岩中に，N 80° W・80° SW の平行裂罅が 2, 3 認められ，その一部に少量の黄銅鉱・黄鉄鉱が認められる。この露頭に対して南方から立入坑道が掘られている。坑内でみられる鏈は前記露頭の東部延長で角礫化した珪質砂岩中に，N 60° W・80° SW の裂罅があり，こゝに脈幅 5～10 cm で膨縮のはげしい含銅硫化鉄鉱石英脈が 3 条発達している。脈の下盤側に黄銅鉱が，上盤側に不毛石英脈が，そして両者の中間に黄鉄鉱が比較的多量に随伴する。

坑内には N 60° E・80° SE の小断層があり，上記の脈を切り，多少の変位をきたしている。

坑道は掘下りにより下部の探鉱を行なつているが，いまは埋没し入坑不能である。古い資料によれば，富鉱部は下部坑道にあつた模様で，厚さ 0.7 m, 走向延長 20m, 傾斜延長 20 m で，その下部は鉛・亜鉛・銅鉱からなり上部が銅・硫化鉄鉱からなつていたということである。

6.2.3 旭野水銀鉱山

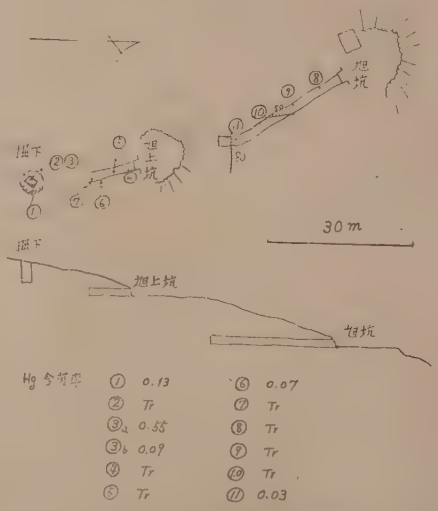
本鉱山は第 1 図に示したように，紋別郡生田原町と常呂郡若佐村との境界附近，生田原町寄りに位置する。附近一帯は海抜 300 m 前後で地形緩漫である。

地質は湧別層と称する中生代頁岩を基盤とし，これを貫ぬく斜長石流紋岩および細粒流紋岩などからなり，鉱床はこれら流紋岩を母岩としている。

現在探鉱中の露頭は，斜長石流紋岩に僅かに辰砂の鉱染したもので，辰砂は細粒自形で，斜長石斑晶に富む粗鬆の岩質を選択的に交代したものである。

この露頭に対して，下方から旭坑・旭上坑の 2 坑道を開さくし探鉱中であるが，まだみるべきものを捉えていない。

品位は第 15 図に示したようにきわめて低く，現状では稼行に堪えない。



第 15 図 旭野水銀鉱山品位検討図

(分析：伊藤 聰)

7. 流紋岩の珪化作用，絹雲母化作用および氷長石化作用について

本地区の鉱床母岩はほとんど古期流紋岩で，岩質はかなりの多様性を示すけれども，概観したところ，下部が砂質・凝灰質の堆積相を示し，中部が斑状岩または角礫状岩で，上部が細粒凝灰質で深さに応じて 3 相に分けることができた。そして上部ほど珪化していることも前に述べた。

流紋岩の珪化作用は，最下部の不変成岩を除けば，ほとんど全面的に認められ，とくに鉱床群の附近では珪化

の程度が強く，はなはだしいものは珪岩様の岩質を示す

これは鉱床の生成ときわめて関係の深い広域的変質作用と考えることができる。

珪化の強い部分には，一般に絹雲母化作用が伴なわれており，珪化の弱い所には氷長石化作用が伴なわれる。

したがつてこれらの変質作用を層位的に概観すると，流紋岩の上部は珪化・絹雲母化が，中部では珪化・氷長石化がそれぞれ特徴的に行なわれ，最下部が不変成ということになる。そして数多くの含金石英脈は流紋岩の層位的中部にあり，珪化・氷長石化の強い所に賦存している。

流紋岩の最上部は珪化・絹雲母化が著しいが，こゝには鉱脈を伴なつていない。本岩は鉱化作用における cap rock と考えることが適当である。

これら変質岩の特徴は再結晶質微粒の石英集合体からなり，絹雲母・氷長石はこの微晶石英にやゝおくれて形成されている。

角礫質流紋岩は角礫とマトリックスが同じ岩質を示し，変質にさいしても一様に微粒石英と氷長石とに置き換えられているが，斑状岩の場合には，斜長石や石英の斑晶部がとくに強い変質を蒙つている。

8. 石英脈の鉱物構成ほか 2, 3 の特徴

当地区の含金石英脈には，南北鏈と東西脈とがあり，前者は脈幅 2, 3 mm, 延長 1～5 m の細脈でありながら含金量高く，後者は脈幅 50 cm 内外で，かなりの延長を有するが一般に含金量が低い。

南北脈は 0.1～0.3 mm の中粒結晶の石英からなり，脈の中央部には晶洞を有し，中粒犬歯状の石英が櫛状に並び，脈際および石英の結晶周辺にやゝ多量の絹雲母を伴なう点が特徴である。

東西脈は細粒ないし微粒の石英が縫合し，氷長石に交代されている場合が多く，南北脈に比較して石英の粒度が細かい点，氷長石化の著しい点，絹雲母化に乏しい点など，かなり対蹠的な性状を示す。

このほか境坑のように N 60° E 方向をとる特殊な脈では，石英脈は縞状構造を呈し，一部に銀黒を伴なつている。これは細粒石英・粗粒石英が交互にコロフォーム状に並び，細粒部には氷長石や絹雲母が伴なわれており，絹雲母のとくに多量に集結した部分が銀黒を構成している。またこの脈の特徴は脈の内部撓曲がはげしく，撓曲部はとくに絹雲母に富み，石英は粗粒化している。

以上に述べたように石英脈には，絹雲母交代型・氷長石交代型および両者の中間型とも称すべきものの 3 型式があり，絹雲母交代型がとくに含金量高く，中間型が含銀量のとくに高い点は注目に値する。

9. 結　言

生田原地区とくに北ノ王鉱山を中心とする地区の金・銀・銅・鉛・亜鉛・水銀鉱床について，地質構成，鉱床と構造支配，鉱脈の性状，母岩の分類，変質作用，鉱石の品位などについて記載したが，本報告でとくに重要と考えられる点を要約すると次の通りである。

1)　調査地域の地質構成は中生代頁岩を基盤とし，これを覆つて各種流紋岩が広く発達し，高所には流紋岩を覆つて安山岩・玄武岩が分布しており，鉱床はほとんど流紋岩中に賦存している。

2)　流紋岩は下部が層状流紋岩質砂岩・同質凝灰岩，中部が角礫質流紋岩または石英・斜長石斑晶含有流紋岩などから構成され，鉱床のほとんどはこの層準のものに賦存している。最上部は細粒流紋岩で，これは鉱床の cap rock の役割をしている。

3)　流紋岩の変質作用は上部が珪化・絹雲母化，中部が珪化・氷長石化をそれぞれ受けており，下部はほとんど不変成である。

4)　鉱床は地質構造と密接に関係して配列している。N 40° W 方向（隆尾・北ノ王構造線）に隆尾・北ノ王・生田原・昭和各鉱山の金・銀鉱床が並ぶ。この構造線は基盤に認められるが，流紋岩には認められない。したがつて流紋岩活動以前の比較的古い構造である。一方，N 45° E 方向（矢矧・生田原構造線）には旭野鉱山の水銀，矢矧鉱山の金・銀，生田原銅山の銅・鉛・亜鉛鉱床が配列する。これは流紋岩に認められる構造線で，前者に較べて新しい構造である。

5)　古い構造（隆尾・北ノ王構造線）の支配を受けた鉱床は金・銀鉱床で，新しい構造（矢矧・生田原構造線）の支配を受けた鉱床は金・銀・銅・鉛・亜鉛・水銀鉱床である。

6)　金・銀鉱床は一般に小規模高品位の南北鏈と，大規模低品位の東西鏈の複合からなつており，生成期は前者が後者よりも古い。

7)　これら含金石英脈の鏈の内の変質作用は，南北鏈では絹雲母化が，東西鏈では氷長石化が特徴となつている。

本篇においては鉱化作用の時期，鉱床の深度に対応する変化，各種鉱床相互の成因的関係，母岩の変質における珪化，絹雲母化，氷長石化の意義など考察的な問題にはふれていない。上記の諸点についての考察は本地区 3 カ年計画の終了にさいして述べたいと思つている。

（昭和 31 年 6 月～7 月調査）

文 献

1) 福富忠男：北海道有用鉱産物調査報文，第6報，北海道工業試験場報告，No. 60, 1934；第8報，No. 65, 1934

2) 福富忠男：北海道の金鉱石，北海道地下資源資料，No. 3, 1950

3) 納富重雄：北見国紋別郡北ノ王金山附近地質調査報文，鉱物調査報告，No. 28, 1920

4) 大町北一郎・浦島幸世：矢矧鉱山について，北海道鉱山学会誌，7, 1951

5) 常世俊晴・服部一三：北見国旭野水銀鉱山鉱床調査報告，北海道地下資源調査資料，No. 28, 1956

6) 浦島幸世外：北見中部地域の火成活動と鉱化作用の時期，北海道地質要報，No. 21, 1953

7) 渡辺万次郎：昭和北ノ王式金鉱床，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 23, No. 1, 1940

553.43 : 553.272(521.12)

岩手県土畑鉱山の黒鉱式（網状型）銅鉱床群について

第1報　白土鉱床の構造

大津　秀夫*　砂川　一郎**　高橋　清**
種村　光郎***　郷原　範造***

Study on the Kurokō-like Stockwork Copper Deposits of the Tsuchihata Mine, Iwate Prefecture
Part 1. Structure of Shiratsuchi Deposits

by
Hideo Otsu, Ichirō Sunagawa, Kiyoshi Takahashi, Mitsuo Tanemura & Norizō Gōhara

Abstract

The Waga district, Iwate prefecture, in which Tsuchihata mine is included, is situated in the central part of the backbone mountainland of the Northeast Japan, and constitutes a characteristic copper ore province. In this district, various volcanics and sedimentary formations of Miocene age are widely distributed, in which the deposits of Tsuchihata mine occur. In Tsuchihata mining area, several ore deposits, namely Hatabira, Shiratsuchi, Uenono, Washinosu, Kacchi, etc. have been found and worked for many years. These are mainly stockwork ore deposits and some are of vein type. In this report, the geologic structure of the Shiratsuchi deposits and their relation to ore deposition are discussed. After the study of the writers, the following several points have been made clear.

(1) The Shiratsuchi area is mainly composed of plagio-rhyolite and tuff-breccia of Kawajiri formation, overlying black shale of Kotsunagi formation. These are all of Miocene age. Plagio-rhyolite is lava flows, and alternates with tuff-breccias, which are covered by the black shale concordantly.

(2) Shiratsuchi deposits have four ore bodies; Shin, No. 62, Kyu and No. 45 ore bodies, and are arranged successively from south to north. These are all hydrothermal chalcopyrite-pyrite deposits of stockwork type, and occur mainly in plagio-rhyolite and tuff-breccia, but a part of the deposits occurs also in overlying black shale.

(3) Locus of these ore bodies coincides well with silicified central zone surrounded by argillized zone.

(4) Each ore body can be divided into three parts due to their forms and natures, that is, upper, middle and lower parts. The features of these parts change gradually from upper to lower. The upper part of the ore body lies under the hanging wall of black shale showing flat bed-like form. Black shale displays the small gentle anticline or dome structure, and the high-grade ore is located at the top of this structure. The middle part of the ore body develops along the hanging wall of the normal pre-mineralization fault, having less steep dip, which shows wavy-curved fault plane. The high-grade ore of this middle part occurs in the part along the top of the convex side of this wavy fault plane. The lower part represents the downward continuance of the middle part, and shows the steep pitch. The average grade of ore in this lower part is generally lower than those of the former two parts.

(5) Some differential ability for ore deposition can be recognized between plagio-rhyolite and tuff-breccia. Plagio-rhyolite is more favourable to ore deposition or formation of ore bodies than tuff-breccia, so that the ore bodies become larger in the former rock than in the latter. It may have happened due to easiness of mechanical fracturing.

要　旨

わが国における銅鉱床のなかで，細脈の集合体である網状鉱床は，いわゆるグリーン・タフ地域においてごく

* 鉱床部
** 技術部
*** 元所員

僅かに稼行されているのみで，比較的まれな型の鉱床である．しかしこのような網状銅鉱床は，黒鉱式鉱床として，黒鉱鉱床との近縁関係が認められる一方，鉱脈鉱床とも密接な成因的・形態的および産出鉱石の鉱物学的特性のうえでの関連性を示し，両者の中間的地位を占めるものと考えられる。したがつて網状鉱床の本質の解明は，わが国における新第三紀の鉱化作用を2大分している黒鉱鉱床と鉱脈鉱床との関係を知るうえにも，大きな役割を演ずるものと考えられる。以上の観点に立つて，筆者らは，網状鉱床のうちでも最大の規模を有し，最大の産出を供給している土畑鉱山の諸鉱床を対象として協同研究を行なつてきた。

土畑鉱山は岩手県和賀郡湯田村にあり，鷲合森・卯根倉等の10余の鉱山とともに，1つの明瞭な鉱床地帯を形成している。この地域には新第三紀中新世の堆積岩・噴出岩類が広く分布し，とくに土畑鉱山附近では流紋岩質火山活動が卓越している。土畑鉱山は畑平・白土・上野々・鷲の巣・甲子等の鉱床群からなり，主として黒鉱式網状銅鉱床であるが，鷲の巣鉱床の一部および甲子鉱床は銅鉱脈である。今回は第1報として白土鉱床における地質構造と鉱床形成との関係について述べる。

1. 緒　言

岩手県和賀郡湯田村地域の鉱産地は，土畑鉱山・鷲合森鉱山・卯根倉鉱山等を含めて，東北地方背梁山脈地帯の中心部に位置し，顕著な銅鉱床区を構成している。本地域には主として第三紀中新世の堆積岩類・噴出岩類が分布しており，これらのなかに鉱床の形態を異にする10余の鉱床群が賦存しており，それらの分布を第1図に示した。これらの各種の鉱床群と地質環境との間には，とくに密接な成因的関係が認められるが，第1図に示した地域のうち，東部地区においては鉱脈鉱床がおもであるのに対して，とくに西部地区においては網状鉱床が鉱床のおもな形態となつている。

銅鉱を主とする網状鉱床は，わが国においては，秋田県・山梨県などの第三紀噴出岩類の分布する地帯，いわゆるグリーン・タフ地域に僅かに稼行されているのみで，比較的まれな型の鉱床である。しかしながら，網状鉱床は一方では黒鉱鉱床との成因的関係が認められるとともに，他方鉱脈鉱床とはとくに密接な成因的・形態的関連性を示しており，したがつて黒鉱鉱床と鉱脈鉱床の中間的地位を占めるこの網状鉱床の解明は，それ自身のみならず，前記関連両型鉱床の解明にも著しく貢献するものと考えられる。

土畑鉱山は前記湯田地域の西部にあつて，主要鉱体群は畑平・上野々・白土・鷲の巣・翁沢・甲子等であるが，

第1図　岩手県和賀郡湯田村地域鉱床分布図

鉱山の主体をなすものは前4鉱体群である。これらの鉱床は網状鉱床・鉱脈であつて，一部に黒鉱式の鉱石をも産する部分がある。これらは空間的にも成因的にも，互いに密接な関係を有するものと認められる。和賀地方の地質に関しては早川典久[3]らの研究があり，鉱床群の研究に関しては，舟山裕士[1]・早川典久[2]，木下亀城[5]・渡辺万次郎[6]らの報告がある。とくに土畑鉱山の地質ならびに鉱床に関しては，すでに坪谷幸六[6]，菊池徹・岡野武雄・物部長進[4]の調査研究報文があるが，筆者らは先に述べたような意義から，土畑鉱山の鉱床群が網状銅鉱床の最も典型的な鉱床で，かつ研究にきわめて適切なものであることを認め，1955年から同鉱山の鉱床群を個々に調査研究してきた。

筆者らは各人の専門技術を集結して，野外調査，室内研究ならびに結果の討論を重ねて，協同研究を行なつてきた。本鉱山の鉱床群の研究にあたつて，筆者らは次の諸点にとくに留意して作業を進めてきた。

(1) 網状鉱床の賦存の形態と機構，(2) 鉱体群の形態と賦存岩石・地層との相互関係，(3) 網状鉱床と鉱脈鉱床との空間的相互関係，(4) 鉱化作用の機構，(5) 鉱床の賦存状況と母岩の熱水変質作用，(6) 鉱化作用における諸種の元素の地球化学的挙動，(7) 黄鉄鉱の形態と鉱化作用・変質作用との関係，(8) 鉱石鉱物の表成(supergene)変質作用。

本編においては，昭和30年10月に調査を行ない，室内研究を続けてきた白土鉱床について，その賦存形態の構造解析に関する研究結果を報告する次第である。本編のとりまとめにはおもに大津秀夫が担当した。他の諸問題に関しては，今後続報の予定である。

筆者らの調査に際して，現地において諸種の便宜を与えられた田中鉱業株式会社ならびに土畑鉱業所長三好正治氏および同鉱山職員各位に深く感謝する。また，この

研究は筆者らのほかに，関根良弘・岡野武雄・大町北一郎・服部富雄・広渡文利・原田久光および物部長進（元所員）らの協力を受けて進められたものであり，その協力がなによりも大きな推進力であつたことを明記しておきたい。

2. 地質の概観

土畑鉱山附近の地質については，こゝ数年来服部富雄・物部長進らにより調査研究が進められ，近く報告される予定であるので，こゝでは本篇の主題目である白土鉱床の形態およびその地質構造との関係を理解するために必要な要点のみを記すに止める。白土鉱床附近は，主として中新統中部の川尻層[1]に属する斜長流紋岩および同岩質凝灰角礫岩と，小繋層[1]の黒色頁岩および砂岩からなる。斜長流紋岩は熔岩流をなし，しばしば明瞭な流理構造を示す。凝灰角礫岩は多量の斜長流紋岩および浮石，まれには少量の黒色頁岩の角礫を含む同源凝灰角礫岩（流紋岩質集塊岩）で，斜長流紋岩と互層する。これらの川尻層は小繋層の黒色頁岩により整合的に被覆されている。

3. 地質構造

川尻層・小繋層は巨視的にみれば西方へ傾斜する単斜構造を呈するが，詳細にみるとごく微弱な褶曲が認められる。とくに鉱床の中央部には N 20° E 方向の背斜軸が特徴的に存在する。この背斜軸はほとんど水平に横たわるものであるが，局部的には軸の起伏が多少認められ，微弱なドーム構造の形成されることがある（新鉱体160尺坑準）。この背斜軸の東翼には，軸にほゞ平行な走向を有し，東方へ 30～80°（平均 45°）傾斜する正断層が発達している。この断層は走向方向ならびに傾斜方向に湾曲が著しく，筆者らはこれを白土湾曲断層と称している。この白土湾曲断層の形成時期は多くの問題を含んでいるが，現在のところ筆者らは，その主要形成時期は鉱床生成前にあり，しかも鉱床生成後にもまた若干は動いているものと考えている。白土湾曲断層の下盤側（鉱床内）にも転位量 10 m 以下の小規模な南北性断層が数条認められる。これらは比較的急傾し，逆断層である点で湾曲断層と相違する。これらは明らかに鉱床生成後のもので，鉱石の断層角礫を有する。地質構造の大要は鉱床断面図（第5～8図）を参照されたい。

4. 鉱床の概要

白土鉱床は土畑鉱山に属する諸鉱床のうち最高の品位を有し，またその他の鉱床が二次変質作用を蒙つた銅鉱石を主要稼行対象にしているのに対して，本鉱床は黄銅鉱・黄鉄鉱等の初成鉱石を産する点で特徴的である。

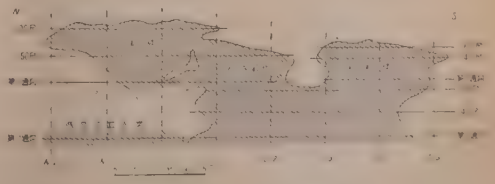
白土鉱床は新鉱体・62号鉱体・旧鉱体および45号鉱体の4鉱体からなり，いずれも粘土化帯に囲まれた珪化帯内に形成された黄銅鉱・黄鉄鉱細脈の網状鉱床である。各細脈は数 mm～数 cm の幅を有し，10～数10 cm の間隔をおいて縦横に存在するが，それらの走向・傾斜には方向性がほとんど認められない。またきわめて局部的には少量の閃亜鉛鉱の鉱染部が認められ，また鉱体上部の粘土化帯内には多量の重晶石がしばしば産出する。鉱体は主として斜長流紋岩および凝灰角礫岩を母岩としているが，若干は上位の黒色頁岩中にも入り込んでいる。またこれらの鉱体は平面的には N 20° E 方向の微弱な背斜軸に沿つて存在し，45号鉱体・旧鉱体・62号鉱体・新鉱体の順に北から南へほゞ一直線上に並ぶという著しい特徴を有する。

調査当時，45号鉱体の全部および旧鉱体の大部分はすでに採掘済みで坑道崩壊し，62号鉱体の 0～86 尺坑間および新鉱体の 45～160 尺坑間が観察されたにすぎない。しかし入坑可能の部分はアンダーカットケービング法による採掘準備のため，約 6 m 間隔に基盤目に坑道が掘さくされ，鉱体内を詳細に調査することができた。

なお会社側の資料によれば，白土鉱床の鉱石は平均 1.30% Cu の品位を有し，月産粗鉱量は約3,000 t に達する。

5. 鉱床の形態

白土鉱床の4鉱体のうち，45号鉱体のみは坑道崩壊しているうえに坑内図すら現存せず，産状はまつたく不明である。その他の3鉱体は現在入坑不能の部分でも坑内図が残つているので，これを参考にしながら鉱体の形態的な相互関係を考察することができる。これらの3鉱体はほゞ南北に配列しているが，これを側方（東西方向）から眺めると第2図のようになる。この図から3鉱体は形



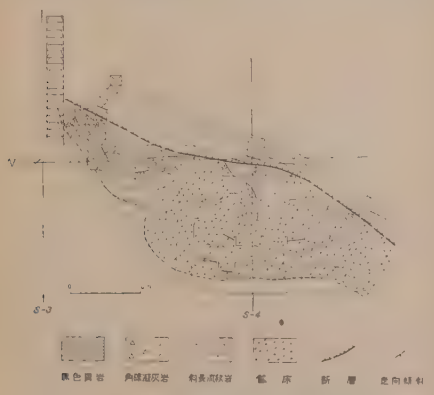
第2図　白土鉱床透視図

容し難いほどの不規則な形を呈し，しかも，互いに連続することが知られる。しかし第1通洞（100尺坑準）より上部では62号鉱体と新鉱体とは互いに分離し，86尺坑以下

でも S-2～S-3 註1) 間で鉱体が細かくくびれている(第5図参照)。また旧鉱体と62号鉱体も第1通洞上20～50尺坑では分離しているが，これより上部および下部ではくびれながらも連続している。また第2図から各鉱体は第2通洞上160尺坑および第1通洞上100尺坑附近で鉱体は平坦な上限を有し，南方へ緩く傾斜していることが知られる。この事実は東西断面によりさらに明瞭に認められる。筆者らの調査した新鉱体45～160尺坑間および62号鉱体86尺坑以下における東西断面を第7～10図に示す。これらの断面図，とくに第9，10図により明らかなように，鉱体の上部は第2図の鉱床透視図と同様に，平坦な層状を呈するのに対して，下部は比較的急斜し，この間に漸移中間体として緩斜部が存在する。以下これらの関係について詳述する。これらの連続する3鉱体は併わせて南北に約220 m，東西に40～70 m，上下65m＋の規模を有する。

5.1 鉱体上部

鉱体上部は新鉱体の160～125尺坑間に相当する部分である。まず160尺坑においては，鉱体はNNE-SSWに55 m，ENE-WSWに15 mでN 20° E方向に伸長した拡がりを有する。この鉱体の伸長の方向は前に述べた背斜軸の方向に一致し，しかも小規模の逆断層により多少は乱されてはいるが，背斜軸の僅かな起伏によつて生じた小規模なドーム構造の頂部に相当する。鉱体のこの部分は，珪化した黒色頁岩中にある(第3図)。140尺坑で



第3図 新鉱体160尺坑坑内地質図

は黒色頁岩・凝灰角礫岩および斜長流紋岩が第4図に示すように非常に錯綜して現われる。これはほゞ水平に分布するが多少起伏のある岩層を水平に切つたために生じたもので，鉱体はこのうち主として凝灰角礫岩・斜長流

註1) 便宜上東西方向に30 m間隔で号線を設けた。第2図，第3～6図のS-1，S-2やN-1，N-2等がそれであり，第7～10図の東西断面図もこれらに沿つて切つた。

第4図 新鉱体140尺坑坑内地質図

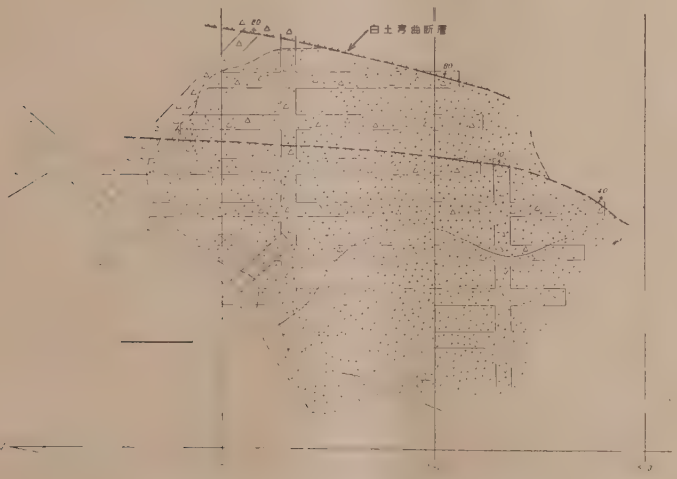
紋岩中にあり，一部は黒色頁岩中に存在する。概して鉱体の中央部に斜長流紋岩が，そしてその周囲に凝灰角礫岩が，さらに最外周に黒色頁岩が分布して微弱なドーム構造を形成しているものである。鉱体の周辺は珪化していない黒色頁岩である。125尺坑でもほゞ同様であるが，黒色頁岩は鉱体の北端および東端に現われるにすぎない。

これらの断面を考察すると，鉱床の大部分は明らかに，黒色頁岩の下盤に沿つて凝灰角礫岩および斜長流紋岩中に，扁平な形で賦存し，ごく一部が黒色頁岩中に入り込んでいて，黒色頁岩が鉱床生成にあたつてcap rockの役割を果したことが典型的に示されている。しかも鉱床は背斜構造またはドーム構造に支配されて，富鉱部は背斜またはドームの頂部にあり，黒色頁岩層の下盤際より下方10～15 m間にある。黒色頁岩より下方へ離れるに従がつて鉱況は劣化し，母岩の珪化度も低下して次第に粘土化が強くなり，ついには鉱石を含まない粘土化岩となる(第11図)。

5.2 鉱体中部

125～45尺坑間に相当する，この位置においては前述の背斜またはドーム構造は明瞭でなく，一方鉱体の東端に緩傾斜の白土湾曲断層のみられることが特徴的である。上部では互いに分離していた新鉱体と62号鉱体は86～45尺坑では中間の低品位部を介して連続する。鉱体上部では両鉱体間に，cap rockである黒色頁岩が鞍部状に下つてきていて両鉱体は明瞭に分離されているが，86尺以下では両鉱体間に凝灰角礫岩や斜長流紋岩が現われ，

第5図　新鉱体および62号鉱体86尺坑坑内地質図

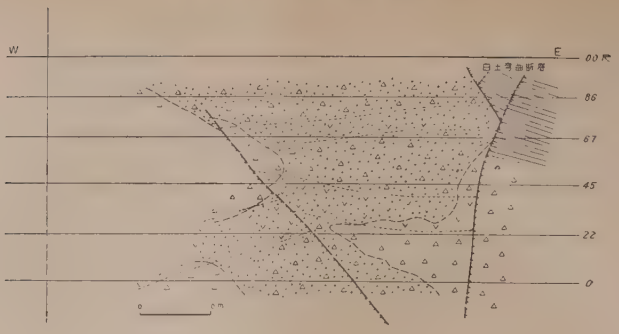


第6図　62号鉱体0尺（第2通洞）坑坑内地質図

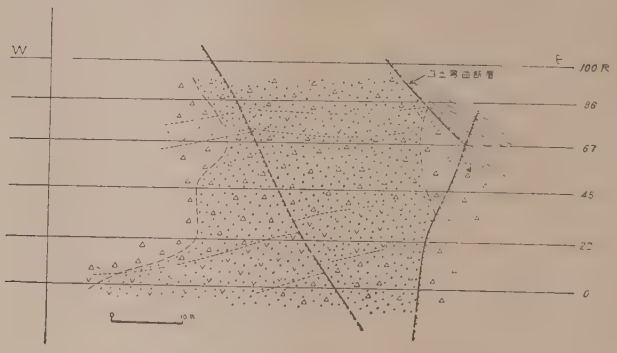
鉱体は連続するものと考えられる（第3図）。この鉱体中部では白土湾曲断層は平均45°前後に緩傾斜し，しかも断層面が波型鉄板状に湾曲する。45尺坑準より上部では，白土湾曲断層の上盤には，大部分黒色頁岩が現われるので，この黒色頁岩がふたゝび cap rock として働き，白土湾曲断層の下盤，とくに湾曲によつて生じた波の頂部に富鉱部が形成される。この関係は86尺坑における新鉱体および62号鉱体の富鉱部，100尺坑における新坑の富鉱部に明瞭に認められる（第12図）。したがつて鉱体は白土湾曲断層の下盤に沿い，しかも富鉱部はこの湾曲断層の波形構造の頂部に沿つてほゞ東へ落している。

5.3 鉱体下部

45～0尺坑間に相当し，上・中部に較べれば概して低品位であり，鉱体の落しも概して急である。すなわち急傾斜を呈する逆断層の西側に不規則な形で急斜する鉱体で（第9，10図），比較的扁平な上部・中部の鉱体に対して“足”と考えられるものである。細脈の網目は上・中部に較べて粗になり，概して南北性のものが優性となる。85尺坑では完全に連続していた新鉱体および62号鉱体は，45尺坑では両鉱体間は著しくくびれて細くなり，平面で数 m の幅の中間帯を有するにすぎず，しか



第 7 図　　鉱 床 断 面 図 (S-1)



第 8 図　　鉱 床 断 面 図 (S-2)

も鉱況はきわめて劣化して若干の珪化作用が認められるにすぎない。45 尺坑下部は新鉱体がまだ開発されていないので詳細は明らかでない 註2)。

6. 母岩による選択性

すでに述べたように，白土鉱床の各鉱体は珪化岩中にあり，粘土化岩のなかには発見されていない。この関係は別の機会に母岩の変質に関して詳論する予定であるが，結論的にいつて，すでに存在した珪化岩内の網状割れ目に沿つて鉱石が賦存されたと考えられ，岩石の物理性一極言すれば割れ目形成の難易一に鉱床生成が左右されているようである。

これに似た現象が斜長流紋岩と凝灰角礫岩との間に認められる。すなわち比較的堅硬で小さい割れ目のでき易い流紋岩内において鉱体が拡がり，脆弱な凝灰角礫岩では鉱体は小さくなる傾向がある。これらの斜長流紋岩や凝灰角礫岩は水平に近い分布を示すので，ある坑準で流紋岩が分布して鉱体が大きくなつても，すぐ下の坑準で凝灰角礫岩になれば鉱体は縮小してしまうことがしばしば認められる (第 7～10 図)。

7. 総　括

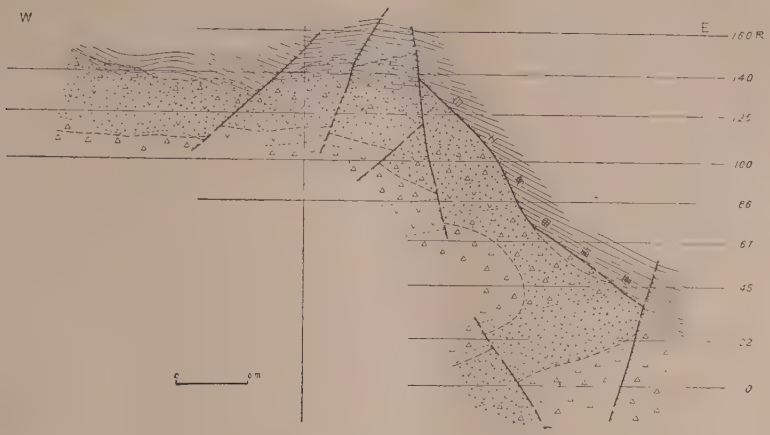
1) 白土鉱床附近は主として，中新統中部の流紋岩と凝灰角礫岩，および小繋層の黒色頁岩からなる。斜長流紋岩は熔岩流をなして凝灰角礫岩と互層し，これらを黒色頁岩が整合的に覆う。

2) 白土鉱床は新鉱体・62 号鉱体・旧鉱体および 45 号鉱体の 4 鉱体からなり，いずれも黄銅鉱・黄鉄鉱からなる網状鉱床である。これらは主として斜長流紋岩および凝灰角礫岩中に賦存し，一部は黒色頁岩中に入り込んでいる。

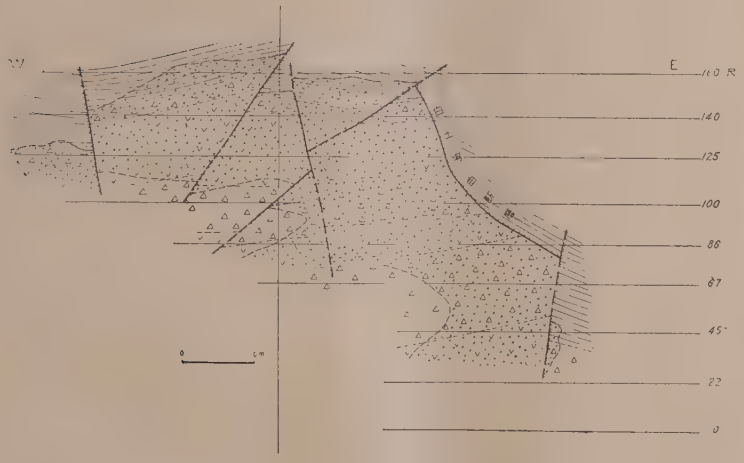
3) 鉱体は厳密に珪化帯と一致し，その周囲を粘土化帯がとり巻く。

4) 鉱体は上部・中部および下部に 3 分される。鉱体上部は背斜構造，またはドーム構造を有する黒色頁岩層を cap rock とし，その下盤に沿つて扁平に発達している。とくに富鉱部はこれらの構造の頂部に存在する。鉱体中

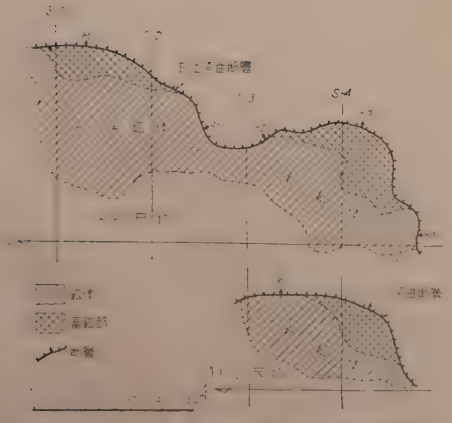
註 2) 31 年度の調査により次のことが判明している。すなわち 0 尺 (第 2 通洞) 坑で 62 号鉱体の南に連続して新鉱体が確認され，86 尺坑と同様の連続性を示している。両鉱体間の連続性の良否には 6 で述べるような母岩による選択性がある模様で，母岩が斜長流紋岩の場合 (86 尺および 0 尺坑) には両鉱体間の中間帯の幅が広く優性となり，凝灰角礫岩の場合 (45 尺坑) には非常にくびれて劣勢となる。



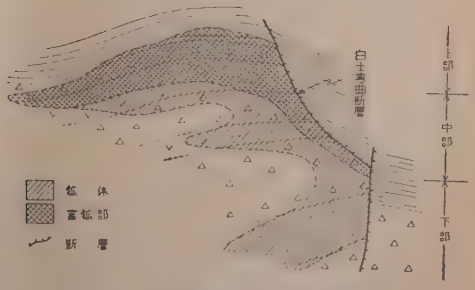
第 9 図　　鉱 床 断 面 図 ((S-3)



第 10 図　　鉱 床 断 面 図 (S-4)



第 11 図　Cap rock, 背斜構造および白土湾曲断層による富鉱部の形成 (模式図)



第 12 図　白土湾曲断層下盤側における富鉱部の形成

部は湾曲の著しい緩傾斜正断層(白土湾曲断層)の下盤に沿い，断層上盤の黒色頁岩を cap rock とする。とくに断層の湾曲構造に支配され，湾曲の頂部に沿つて富鉱部が存在する。鉱体下部は白土湾曲断層の下部の急斜部の西側に不規則な筒状をなして存在する。以上の 3 部分は順次漸移する。

5) 斜長流紋岩と凝灰角礫岩との間に，鉱床生成の難易に関する母岩の選択性が認められる。すなわち前者は後者に較べて鉱床生成に対して都合が良く，鉱体は大きくなる。

(昭和 30 年 10 月調査)

文 献

1) 舟山裕士：岩手県和賀地方の新第三系下部層に胚胎する金属鉱床の型式と地質構造との関係，斉藤報恩会報，No. 23, p. 4～7, 1954

2) 早川典久：岩手県奥羽山地の第三系下部層中の鉱床(その 1)，金属鉱床の型式に就いて，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 34, No. 4, p. 113～122, 1950

3 早川典久外 3 名：岩手県北上山地西縁より背梁山地に亘る地域の新第三系の地質，岩手県地質説明書 I, 1954

4 菊池徹・岡野武雄・物部長進：岩手県土畑鉱山銅鉱床調査報告，地質調査所月報，Vol. 3, No. 3, p. 124～132, 1952

5 木下亀城：岩手県和賀地方黒鉱々床の現況，九州鉱山学会誌，Vol. 13, 1941

6 坪谷幸六：陸中土畑鉱山附近の地質および鉱床，地質学雑誌，Vol. 32, No. 376, 1925; Vol. 33, No. 389, 1926

7) 渡辺万次郎：岩手県土畑鉱山附近に於ける玻璃質岩石の産状，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 20, No. 3, 1938

8) 渡辺万次郎：岩手県における所謂黒鉱式鉱床について，鉱業技術試験所研究報告，No. 2, 1949

550.36+551.24(521.13)

宮城県鬼首環状地内における地質構造と地熱との関係

中村久由*他

Relation of the Geological Structure to the Occurrence of Natural Steam in the Onikōbe Basin, Miyagi Prefecture

by

Hisayoshi Nakamura & Others

Abstract

More than fifty fumarolic areas are distributed in the Quaternary volcanic zones of Japan. In some fumarolic areas, geological and geophysical researches have been made since 1947, in order to utilize natural steam for electric power as a new energy source. Among areas researched, Beppu (Oita pref.) and Yunono (Kagoshima pref.) are the examples where natural steam has been emitted from bore-holes about 100 m in depth. Because fumaroles are regarded as one of shallow volcanisms, it seems impossible to develop a industrial geothermal area in such fumarolic areas, unless the areas have a geological condition like that of Tuscany District in Italy where fractured bed rocks corresponding to a reservoir of natural steam are covered by compact mudstone.

To understand the relationship of the geological structure and the occurrence of natural steam, the Onikōbe basin, Miyagi prefecture has been tested under three-year scheme by the members of geothermal investigation group. Subsurface geological survey, analyses of fumarolic gases and thermal waters, two structural borings, and electrical and geschemical loggings were carried out, and the results obtained from 1955 to 1957 are as follows:

The Onikōbe basin consists of Tertiary green tuff and granite overlain by lake deposits, and younger dacite flow. The lake deposits named as Onikōbe group are divided into five lithologic units, that is Iwanazawa mudstone and conglomerate bed, Miyazawa dacitic tuff, Kamiashizawa mudstone and conglomerate bed, Ofukazawa agglomerate and Sannozawa basal conglomerate in descending order. The synclinal axis along the Arao river seems to correspond to the fracture zone formed by the depression of the basement rocks. Hotsprings issue in the lake deposits, but their distribution is controlled by the geological structure of the basement rocks trending NE and NW.

Fumaroles are distributed in explosion craters formed by the volcanic action of younger dacite. Hotsprings are located enclosing the fumarolic area, and southern group is higher in temperature than northern one. Among them, Fukiage and Miyazawa are famous as geysers. The hotsprings have two types. One is acid sulphate type accompanied with the fumaroles, the other is alkaline or chloride-bicarbonate type emitted on the outside areas of fumaroles.

Boring No. 1 drilled near Miyazawa hotspring shows that the dacitic tuff and mudstone are 127 m and 93 m in thickness respectively. Agglomerate from 93 m to 250 m in depth contains a large quantity of cold underground water.

The position of boring No. 2 is selected at the right bank of Akazawa for the purpose of knowing geothermal structure between the fumarolic area and the Fukiage-Miyazawa hotspring area. At this point, the thickness of mudstone is 78 m, and then towards 255 m in depth lies a pyroclastic bed consisting of agglomerate, altered tuff and andesitic lava flow bearing calcite, pyrite and zeolite. The bottom temperatures measured at respective depths in this bore-hole show an interesting curve (Fig. 8). A notable change of temperature gradient from 110°C to 130°C is seen between 110 m and 130 m in depth. This part coincides with the agglomerate interbedded by hard lava flow. The result of geochemical well logging indicates low content of Cl^- and SO_4^{2-} contrary to an increase of HCO_3^- Fig. 9 and also that of electrical logging reveals anomaly at

* 地質部

110～120 m in depth (Fig. 10). These results suggest to denote that muddy clay water filling up this bore-hole encounter with natural steam in unknown depth. From these evidences, it is concluded that geothermal structure of this area has an intimate relation to the occurrence of natural steam and especially, agglomerate of the lake deposits plays a role as a cap rock for the natural steam, which is expected to be reserved in the fractures of the basement rocks.

要　旨

より広い範囲から天然蒸気を噴気させるためには，より深部の構造的条件を考慮に入れ，天然蒸気の存在状態を明らかにすることが必要である。この目的で，昭和30年度から3年計画で，宮城県鬼首環状地内において，地質構造と地熱との関係を検討した。地質調査，噴気・温泉水の化学分析，2本の構造試錐，電気・化学検層等の結果を要約すれば次の通りである。

環状地内の火山活動は，基盤岩層の構造的弱帯に生じ，こんにちなお残存する噴気活動は一部に直接噴気地帯を生じ，その外側では地下水と接触して温泉地帯を形成する。噴気地帯と温泉地帯との中間に潜在する天然蒸気は，湖成堆積層中の集塊岩層を帽岩とし，基盤岩層の裂罅・間隙中に貯溜されている可能性が強い。地下水は，湖成層中の帯水部分を流動する浅所地下水と，基盤岩層の裂罅・間隙に沿つて深部まで浸入し，噴気ガスと接触して温泉化するものとに分かたれ，温泉の分布が基盤岩層の構造的方向に従がつていることもその一端を物語るものである。とくに，天然蒸気の一部が湖成層を帽岩とし，基盤岩層内に貯溜されると考えられることは，環状地内の地質構造と熱構造との間に，重要な関連をもつことがらとしてきわめて注目に値する。

1. まえがき

わが国は世界でも有数の火山・温泉国であり，火山地方には数多くの噴気露頭が存在する。昭和22年に地熱開発調査が開始されて以来，調査の対象地域がおもに火山地方の噴気地帯に限られたことは，最も容易に地熱の開発が実現できるであろうという見通しによるものであつた。これまで調査地域として取り上げられた大分県別府[12] (昭 23)，大分県野矢・大岳[3][4][14] (昭 26～27)，秋田県後生掛・蒸湯[15] (昭 27)，鹿児島県霧島[5] (昭 28)，宮崎県海老野[6] (昭 29)，長崎県雲仙[7] (昭 29) 等は，いずれも噴気地帯に相当する地域であり，このうち別府・霧島湯之野では試錐孔から優秀な天然蒸気が噴出し，確かに比較的浅所から天然蒸気をとり出しうることの可能性を実証した。しかし，火山地方の噴気地帯が必ずしも利点だけをもつとは限らず，むしろ調査が進むにつれて，次のような面に種々の問題があることが明らかになつてきた。すなわち，1つは，火山地帯というのは，いわば最も浅い火山活動の場であるから，噴気地帯のなかにきわめて強酸性の火山ガスを含むこともあり，そのような地域は，見掛上，地熱開発地域として好適な場所のようにみえるけれども，ガス成分の点からいつて，実際には実用の対象にはなりえないということである。また，噴気地帯は，いずれも変質帯を伴なうのが普通であり，とくに著しく粘土化した変質帯の存在は，試錐工事の進行を妨げるだけでなく，天然蒸気を噴出した場合でも，蒸気の上昇通路にあたるこの粘土化帯は，崩れるという不安定な状態にあるため，噴気の永続性に支障を与える場合が少なくないということである。これらの問題は，開発地域を別に選択するか，あるいは試錐工事に工夫を加えることによつて，ある程度避けられることがらであるが，最も致命的な難点は，噴気地帯の浅部だけを対象としている限り，大規模な開発がほとんど望めないという点である。

わが国の噴気地帯の分布は，おもに新期火山岩あるいは火山性砕屑岩のうえに散点的に存在し(第1図)，個々の噴気地帯規模をみても，広いものでもたかだか 1 km ×1 km 程度にすぎない。もちろん，霧島地方のように，地域的に噴気・温泉の分布範囲がかなりの広さ (7.5 km ×5 km) を有する所もある。しかし，霧島地方でも個々の噴気・温泉地帯だけを対象とする限り，その開発可能範囲はきわめて狭い区域に限られるであろうことは察するに難くない。したがつて，より広い範囲から天然蒸気を噴気させることを目的とするのであれば，必然的により深部の構造的な条件を考慮に入れ，天然蒸気の存在状態を明らかにすることが必要である。

地熱地帯の開発が，地質構造の恵まれた地域で，いかに有利に進展するかということについては，すでにイタリーのラルデレロ地方で実証されており，いわゆる熱源の規模という問題と併わせて，天然蒸気の存在状態を支配する地質条件の問題は，地熱開発の将来性を左右するほどのきわめて大きな内容を含むものである。しかし，このような構造的条件を検討する地域として，火山地方における噴気地帯を選ぶことについては，技術的にいくつかの困難な問題がある。たとえば，霧島地方を例にとつてみても，この地域は広く新期の火山岩および火山性砕屑岩類に覆われているため，基盤の地質構造を知る手掛りがほとんど得られないといつてよい。したがつて，仮りにこの新期の火山岩類が天然蒸気に対して，いわば帽岩(cap rock)，あるいは被覆岩 (cover rock) の役目を果

1	アトサヌプリ	12	岩手山	23	安達太郎山	34	大島ゆば	45	岐の湯・竹の湯
2	雌阿寒岳	13	松川	24	野地	35	〃 三原山	46	阿蘇中岳・阿蘇地獄谷・湯の谷
3	大雪山	14	網張	25	磐梯噴火湯	36	箱根大湧谷		
4	十勝岳	15	滝の上	26	那須無間の谷	37	〃 早雲山	47	霊仙
5	樽前山	16	焼山	27	〃 明礬沢	38	〃 小湧谷	48	霧島海老野
6	登別地獄谷	17	蒸湯	28	〃 穀生石	39	〃 湯の花沢	49	〃 白鳥
7	昭和新山	18	後生掛	29	万座	40	立山地獄谷	50	〃 湯之野
8	駒ケ岳	19	玉川	30	草津白根山	41	別府	51	〃 手洗
9	恵山	20	須川岳	31	浅間山	42	野矢	52	〃 栗野岳
10	恐山	21	鬼首荒雄硫黄山	32	発哺	43	大岳・河原・小松	53	桜島
11	酸ケ湯	22	鳴子	33	焼岳	44	九重山・星生硫黄山	54	鰻池

第1図　本邦のおもな噴気地帯
Distribution map of fumarolic areas in Japan

場合が考えられても，この新期火山岩類の厚さがどの程度あるかという問題を，まず解決しなければならない。このように，新期の火山岩類に覆われた地域では，一般に基盤構造についての資料がなかなか得られないということばかりではなく，厚層不明の火山岩類を掘さくするということは，試錐工事の場合においても，技術的にきわめて困難な仕事といわねばならない。

このように，天然蒸気の存在状態と深部構造との関係という問題が大きく浮び上つてきた時期を契機として，調査地の取り上げ方も，これまでの火山地方における噴気地帯という地点的なものでなく，地域的に噴気・温泉の存在が，その地方の地質構造と関連があるようにみえ

る場所に重点を置くという方向に変わつてきた。宮城県鬼首環状地が地熱調査地域として選ばれたのも，これらの理由によるものである。

鬼首環状地は，ほゞ円形に近い盆地状の地形で特徴づけられ，古くからカルデラといわれてきた所である。この地域内に広く分布する湖成堆積層の存在は，構造を知るうえに大きな手掛りを与えるだけでなく，鬼首八湯といわれる噴気・温泉群の存在と，この地域の地質構造との間に密接な関係があるようにみえることなどは，調査地として有利な条件を備えている場所といつてもよい。したがつて，鬼首環状地内における地熱調査の目的も，まず環状地域内の地質構造を明らかにし，噴気・温泉の存在とこの地域のいわば深部構造との関係に検討を加え，究極において，噴気・温泉の存在を支配するいわば熱構造の機構を知ることにある。しかし，この目的に到達するためには，短時間の調査では無理であつて，やはり段階的に調査を推し進めることが必要である。このため，調査期間も一応3カ年とし，地熱調査グループの各部課が，おのおのの調査部門を担当するという計画のもとに，昭和30年調査を開始し，昭和32年一応の成果を得てこの調査を進めつつある。この報告は，各担当部課の調査資料に基づいて，鬼首環状地内における地熱の存在状態と地質構造との関係を総括的に述べたものである。

本文を述べるに先立ち，環状地内の地質について種々検討していたゞいた加藤磐雄・島田昱郎の両氏，また調査にあたり多くの便宜を与えられた鳴子町役場および地元温泉関係の諸氏を初め，調査結果の討論に参加していたゞいた各部課の地熱関係の方々に深謝の意を表する次第である。

なお，この調査に参加した地熱調査グループのメンバーを列記すると次の通りである。

地質調査　中村　久由・安藤　武・鈴木　孝
地形測量　西村嘉四郎・安藤　高明
化学分析　前田憲二郎
電気検層　陶山　淳治・高木慎一郎
化学検層　米谷　宏・田母神司郎
試　　錐　柳原　親孝・藤倉　孝次・高橋　稠

2. 層序および地質構造

鬼首環状地内の地質については，古く大井上義近の栗駒火山調査報文[17]のなかに荒雄火山として取り扱われて以来，近年まで調査資料が乏しかつたが，最近，鬼首盆地の生成と湖成堆積層を取り扱つた加藤磐雄・島田昱郎の研究[9]および片山信夫・梅沢邦臣による7万5千分の1鬼首地質図幅調査[8]が相次いで行なわれ，このほか鬼首盆地の外縁地帯に広く分布する熔結凝灰岩の起源の問題に関連して，勝井義雄の岩石学的研究[10]が発表されている。この地域の顕著な円形盆地状の地形については，古くから火山性陥没盆地とされてきたが，とくに最近，熔結凝灰岩の地質学的な問題が討議の対象として取り上げられてから，ふたゝびこの環状地の地質学的性格が注目されるに至つたが，まだ一致した見解が発表されていない。

またこの地域は，鬼首間欠泉の存在[2][16][18]で古くから知られており，地熱開発の面についても鳴子・中山平とともにわが国でも有望な地帯として指摘されているところである[21]。しかし，間欠泉についての研究を除いて，この地域全般の噴気・温泉の化学的性質についてはまだほとんど知られていない。

なお，この盆地の中央山地を環状に取り巻く江合川（荒雄川）は，わが国でも著名な災害河川の1つであつて，その災害予防対策のため，小出博[13]，渡辺万次郎・増井淳一[註1]，木立正嗣[11]らによりそれぞれの立場で調査研究が行なわれている。

こゝでは環状地内の地質構造を究明するため，調査計画の第1年目に行なつた地表地質調査の結果を述べ，鬼首盆地の構造的特徴にふれてみることにする。

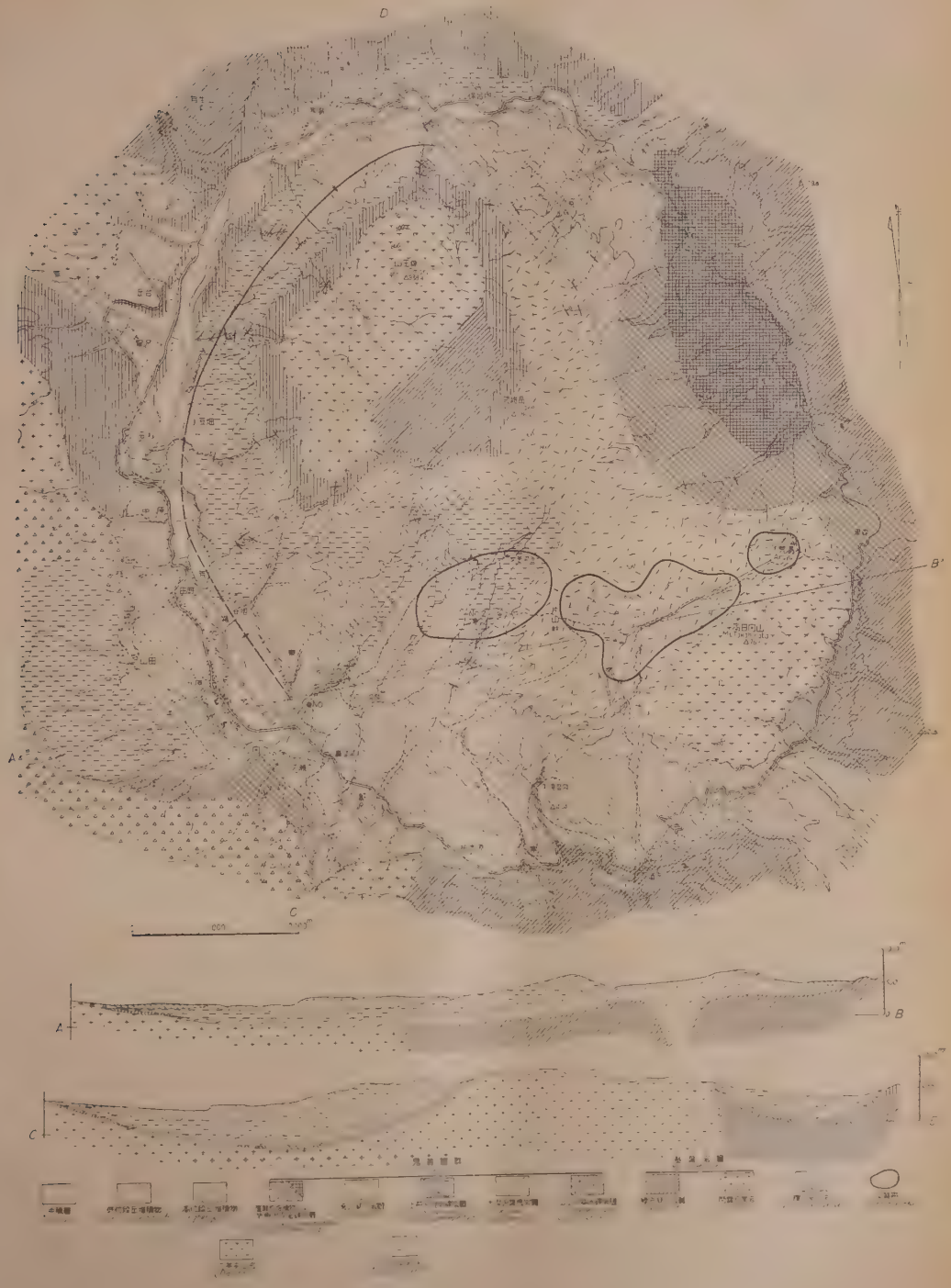
2.1 層　序

鬼首環状地は，その名の示すように径約8 kmのほゞ円形に近い盆地である。盆地を取り囲む山系はおもに第三紀緑色凝灰岩および花崗岩からなり，小鏑山（1,216.7m）を最高とする。外側山地の西半には 1,000 m 前後の高地が聳え，東側は比較的地形の緩い 600 m 前後の丘陵からなる。一方，盆地内では中央からやゝ北側に位置を占める荒雄岳（984 m），山王森（995 m）の山地が一段と高く，また東南隅に近く高日向山（769 m）がある。このうち，荒雄岳は緑色凝灰岩からなるが，石英安山岩によつて構成される山王森および高日向山は，なおドーム状の地形を留めている。地形は一般に北半分が嶮しく，湖成堆積層が分布する東部と南半の斜面は比較的傾斜が緩やかである。

中央山地を囲繞する江合川に沿つて比較的広い段丘が発達するが，とくに小鏑山の山麓には広い扇状地地形がみられ，この低地もまた構造的に盆地の生成に関連があることを暗示している。また，放射状に谷を刻む江合川の支流が，北東および北西の方向に卓越することは，環状の構造的問題に繋がる一面として，注目に値することがらの1つである。

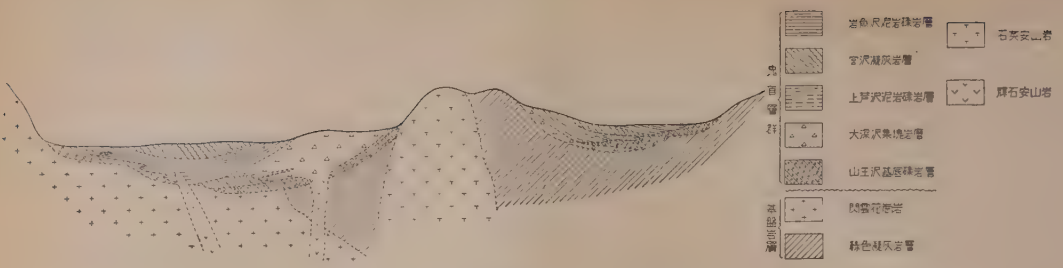
環状地を構成する地質系統は，基盤岩層・湖成堆積層・段丘堆積層および火山岩類に大別される（第2図）。

註1）渡辺万次郎・増井淳一：江合川上流鬼首盆地の荒廃について，日本地質学会講演，1952



第2図　鬼首地熱地帯地形および地質図

Geological map of Onikôbe geothermal region, Miyagi prefecture



第3図　模式断面図
Profile of stratigraphical section in the Onikōbe basin

基盤岩層は外側山地および中央山地の一部を構成するもので，おもに第三紀緑色凝灰岩・花崗岩からなる。湖成堆積層は，基盤岩層を不整合に覆う基底礫岩層に始まり，おもに泥岩・礫岩を主体とし，これに集塊岩および石英安山岩を挟有する地層によつて構成される。火山岩類は，前記泥岩層に貫入する安山岩質岩脈のほか，山王森・高日向山を構成する石英安山岩がこれに相当する。第3図は，環状地内の層序を模式的に示した断面図である。

2.1.1 基盤岩層

湖成堆積層の基盤地質は，東北地方の脊梁山地に広く分布する第三紀緑色凝灰岩層と閃雲花崗岩からなる。加藤磐雄[9]によると，この緑色凝灰岩層は岩相上，横手・新庄盆地の及位層に相当するといわれるもので，岩質はおもに緑色凝灰岩・変朽安山岩・同質凝灰角礫岩からなり，一般に非火山性の堆積岩に乏しいが，蟹沢附近から鷹の巣沢および江合川本流に沿つて黒色頁岩層を挟有する部分が認められる。

閃雲花崗岩はおもに地域の南西隅に分布し，その連続岩体の一部は，盆地の中央山地にも露出する。環状地域内における花崗岩と緑色凝灰岩との関係は明らかでないが，外側地帯の寒風沢上流および江合川下流における両者の関係をみると，緑色凝灰岩に接触変質を与える箇所があり，むしろ，第三紀花崗岩とみなされる可能性が強い。

中央山地における基盤岩層の露出は，一見すでに湖成層堆積前からこの状態をとつていたかのようにみえるが，後述のように，中央山地の生成は湖成層の堆積末期に石英安山岩の火山活動に伴なつて生じた基盤の上昇運動によるものであり，この上昇運動に伴ない堆積層内に生じた向斜軸の生成とともにこの基盤岩層の存在は盆地内の構造を知るうえに，きわめて重要な意味を含むものである。

2.1.2 鬼首湖成層（鬼首層群）

鬼首盆地に広く分布する湖成堆積層をこゝでは一括して鬼首層群と呼ぶことにする。加藤および島田[9]によると，この堆積層は下部から赤沢層・宮沢層および鬼首層とに区分され，このうち前2者は第三紀層，鬼首層は第四紀層として取り扱われている。また，片山[8]によると，盆地内の地層は荒雄層と姫松層（鬼首相）とに区分され，前者は中新一鮮新統，後者は鮮新—洪積統とされている。

盆地内の堆積層は岩相の変化が著しいため，地層の区分・層序については人によつてその取り扱い方が異なり，これまで必ずしも意見が一致しないのもこの理由によるものである。しかし，後の項目で述べるように，湖成層の堆積環境を復元してみると，この湖成堆積層は，集塊岩および石英安山岩の火山活動に著しく影響を受けていることがわかる。また，堆積層の特徴は，周縁の外側山地に向かつてアバットしつつ堆積を続けた形跡を示すことである。このため，岩相の側方変化に注意を払わなければ，同時期の堆積層を全然別個なものとして取り扱うおそれがある。

このように鬼首湖成層は，堆積の開始以来，火山活動の影響あるいは堆積環境の変遷等のため，場所場所で岩相に変化を伴ないながら，遂に堆積盆地が縮小し消失するまで，少なくとも連続的に堆積作用が行なわれたもので，この間に，大きく時期を画するほどの不整合ないし不連続面はみいだされない。したがつて，湖成層の時代については，古生物学的な資料だけでなく他地域における湖成堆積層との対比のうえで検討することが必要である。島田[9]は鬼首湖成層のうち下位の赤沢層・宮沢層を秋田県雄勝地方の三途川層に対比し，この陥没性湖盆を古鬼首湖盆および古三途川湖盆と呼び，ともに，中新世末期の造構造運動によつて形成されたものであつて，上位の鬼首層のみ鳴子盆地の堆積層に関連があるとみなしている。しかし，鬼首盆地外縁地帯のなかで，むしろ堆積岩層の類似性という点からいえば，鳴子火山を置く鳴子盆地に，より注意を払う必要がある。後で述べるように，鬼首層群中の石英安山岩質凝灰岩が，鳴子盆地周縁の灰石あるいは熔結凝灰岩と同一の層準にあ

ることは，少なくとも，鬼首湖成層がさほど古い地層でないことを示す1つの根拠であり，まだ古生物学的に充分確かめられていないが，こゝでは一応，基底礫岩層に始まる鬼首層群全般の時代を鮮新—洪積世とみなしておく。

このように，鬼首層群については，なお，多くの問題を含んでいるが，こゝでは，鬼首層群を下部から，山王沢基底礫岩層・大深沢集塊岩層・上芦沢泥岩礫岩層・宮沢凝灰岩層・岩魚沢泥岩礫岩層とに分け，以下，まず各層について簡単な説明を加える。

(1)　山王沢基底礫岩層

おもに中央山地を取り巻いて露出し，緑色凝灰岩および花崗岩の角礫からなる地層である。礫の種類はその近くに存在する基盤岩層のそれと一致し，礫の大きさは人頭大から拳大のものが多く，南側の薄層の部分では砂質の礫岩に近い岩相を示す。上芦沢およびその南の森子芦沢では，この基底礫岩層のなかに安山岩質熔岩を挟む所がある。なお，注目を引くことは，この礫岩層はいずれの場所でも緑色を呈し，変質作用を受けた形跡を示すことである。しかし，次に述べる集塊岩がほとんど未変質であることからみて，この変質作用はすでに礫岩の堆積中に始まつた火山活動の影響によるものと思われる。

(2)　大深沢集塊岩層

荒雄硫黄山附近を中心として，その北側に広く分布する地層は安山岩質熔岩を挟む集塊岩層からなる。この地層は地質図から明らかなように，北西の方面では漸次厚さを減じ，遂に消失する。この集塊岩の迸出時には，場所によつてすでに泥岩層の堆積が始まつており，一般に岩相の変化が著しく，また泥質である。標式的な露出は大深沢に沿つてみられるが，こゝでは集塊岩と熔岩の互層からなり，結局，現在の荒雄硫黄山附近を中心として火山活動が行なわれ，迸出した集塊岩および熔岩がこの中心から北あるいは西の方向に広く拡がり，その後，中心地域の上昇によつて現在みられるような分布状態をとるに至つたものと思われる。なお，現在噴気地帯を形成する荒雄硫黄山は，その後の石英安山岩の火山活動に伴ない，この中心地域に生じた爆裂火口とみなされ，その噴気活動が現在なお残存するものである。

(3)　上芦沢泥岩礫岩層

正規の湖成堆積層の主体をなすものである。その分布は荒雄硫黄山の集塊岩の北側に広く位置を占めるが，堆積の中心ではおもに泥岩層からなり，外側山地よりの周縁部では礫岩層からなる。この泥岩層はさらに広く中央山地を取り巻いて北側に連なる。なお，宮沢・吹上沢・赤沢の泥岩層は一般に層理に乏しいが，他地域ではきわめて明瞭な層理を示し（図版1），とくに北側の保呂内・岩入附近で，上部の凝灰岩層と移化する部分に ptigmatic folding を示す所があり[19]，また，向斜軸に沿つて急傾斜する。この泥岩層の外縁に発達する層状の礫岩層は前述のように泥岩層の同時異相とみなされ，この関係は上芦沢下流で観察されるので，この地層を上芦沢泥岩礫岩層と名づけたゆえんである。なお，この礫岩層は外側山地の保呂川流域で，次に述べる凝灰岩質礫層に移化する事実により，この地層は漸次外側山地にアバットしつつ，堆積を続けたとみることができる。

加藤・島田[9]によると上芦沢の凝灰質泥岩中から植物化石の産出が報告されている。

(4)　宮沢凝灰岩層

集塊岩層とともに鬼首層群を特徴づける火山性堆積物の1つである。灰色ないし灰白色の石英安山岩質凝灰岩を主体とし，場所によつて大きな浮石を含む部分あるいは集塊岩質の部分があり，また宮沢温泉附近のように砂質の所もある。その分布は，中央山地を挟んで南と北に分かれるが，下位層との接合関係をみると，一見不整合に近い分布状態をとる所がある。これは，泥岩礫岩層の堆積の末期から始まつた基盤の上昇運動によるものであろう。

この凝灰岩は環状地内だけに留まらず，北側では保呂内川に沿つて秋田県境まで追跡され，また南側では田代川を越えて遠く，鳴子・川渡温泉近くまで連なり，とくに高日向山より南側のこの凝灰岩の一部は，いわゆる熔結凝灰岩の産状を示す。すなわち，この地域に広く分布する凝灰岩は，次に述べる石英安山岩の前駆として迸出したもので，その中心は山王森および高日向山とみなされる。宮沢附近は一般に緩く南に傾くが，北側の保呂内・岩入では下位の泥岩層とともに急傾斜する所がある（図版2）。

(5)　岩魚沢泥岩礫岩層

小鍋山山麓の凹地と，江合川上流の2地域に分布し，凝灰岩層の上位を占め，おもに泥岩および礫岩層からなる。この地層は，凝灰岩の迸出により，堆積盆地が大幅に縮少し，結局鬼首湖盆の最終期の堆積層に相当するものである。その中心では層理の明らかな泥岩からなり，外縁ではほとんど礫岩を主体とするが，江合川上流の北滝附近では泥岩層が外側山地にアバットする状態がみられる。なお，濁沢下流で植物化石を産するが，保存不良のため鑑定に堪えない。また，原合の南側を流れる大沢川に沿つて珪藻土を挟む部分がある[8]。

2.1.3　段丘堆積層

段丘の上位と下位の2段に大別できる。上位段丘は保呂内附近から下位に追跡でき，原合・蟹沢を経て江合川下流まで連なる。

図版1　上芦沢礫岩泥岩層（河倉沢入口）

図版2　宮沢凝灰岩層（保呂内山王沢入口）

2.1.4　火山岩類

[illegible]地内の火山岩類は集塊岩層中の熔岩流を除き，泥岩中に貫入する輝石安山岩質岩脈と，山王森および高日向山に産するドーム状の石英安山岩とに分かたれる。前者は[illegible]岩石で，宮沢中流，原台下江合川右岸等に露出し，いずれも泥岩層中に貫入する。

山王森の石英安山岩は灰白ないし青灰色を呈し，その周縁部ではゼノリスとして数多くの小岩片を含む。森子芦沢・上芦沢山王森沢ではこの石英安山岩が一段と高く懸崖となり，地形的にも特徴を示すが，森子芦沢の上流では，基底礫岩を捕獲岩状に取り込む所がある（図版3）。

高日向山の石英安山岩は，やゝガラス質で山王森のそれと岩質がいくぶん異なる。この石英安山岩もまた，凝灰岩の活動に引き続いて迸出したものである。

2.2　地質構造

湖成層の分布は前項で述べた通りであるが，こゝでは盆地の構造と地史の変遷を検討してみることにする。

鬼首湖盆の生成は，構造運動に関連ある陥没性凹地であることはすでに指摘されている通りであるが[9]，この陥没をもたらした基盤岩層内の構造的弱線（帯）の方向は次のいくつかのことがらから推察できる。すなわち，1つは，地質図のうえから明らかなように，凝灰岩層を通る向斜軸の存在であり，他の1つは，江合川支流の流路の方向である。凝灰岩層を通る向斜軸の存在は，石英安山岩の迸出に伴ない，基盤内に潜在する弱線（帯）の再運動を示すものとみなされる。また江合川の支流河川は，外側地帯の基盤岩層のみならず湖成層の分布地域においても，基盤内の弱帯の方向に流路を求めているようにみえる。これらの点を併わせ考えると，鬼首湖盆は，北西—南東の方向と，北東—南西の方向の組合わせによつて生じた構造的な陥没凹地であることがわかる。そして，この陥没に引き続き集塊岩の大規模な火山活動が始まつたことを重視するなら，この陥没は単に構造的なものだけではなく，やはり火山性のいわゆるカルデラといいうる性質のものであろう。

以下，鬼首湖盆の生成以来，この湖盆内で繰り返され

図版 3　石英安山岩と山王沢基底礫岩層との接触関係（白い部分は礫岩層）

た堆積状態の変遷について簡単な説明を加えておく。

(1)　山王沢基底礫岩層堆積期

陥没による鬼首盆地の形成。盆地の形態はほゞ現在と同じ。基盤の弱帯は点線で示したように北西—南東，北東—南西の方向の組み合わせによる。このうち，基底礫岩層の堆積は北側の一部だけに限られる。

(2)　大深沢集塊岩層堆積期

火山活動開始。その中心は荒雄硫黄山附近。集塊岩層の分布は北西側ほど薄くなる。

(3)　上芦沢泥岩礫岩層

東北側の一部を除いて，湖盆の形はほゞ現在と同じ。周縁部に礫岩層発達。その末期に安山岩質岩脈の貫入

(4)　宮沢凝灰岩層

ふたゝび火山活動旺盛。凝灰岩の分布はほゞ湖盆を埋め，さらに保呂内川・巣の巣沢を越えて外側地帯に達する。活動の中心は山王森および高日向山。中央山地ではすでにこの頃から基盤上昇の傾向がみえる。

この活動に次いで石英安山岩の迸出。

この石英安山岩の迸出に伴ない中央山地が上昇，外側山地もまた相対的に上昇し，このため陥没をもたらした基盤内の弱線に沿つて堆積層が褶曲した。とくに，北側の泥岩層は急傾斜する。

(5)　岩魚沢泥岩礫岩層

湖盆は縮少し，小鍋山山麓の凹地と東側の一部に泥岩礫岩層発達。

(6)　旧江合川による段丘の生成。鬼首湖盆の消滅。

3.　噴気・温泉の分布と化学成分

鬼首環状地内には，比較的数多くの噴気・温泉が存在する。こゝでは，第1年目の地質調査と平行して行なつた噴気ガス・温泉水の化学分析の結果について記載する。

3.1　分　布

環状地内における噴気・温泉の分布は，第4図に示した。荒雄硫黄山には噴気露頭があり，荒湯・赤川温泉にわたる一帯には広く変質帯が発達する。この荒雄硫黄山を中心として，その外側には数多くの温泉が分布する。とくに宮沢・吹上沢には間欠泉を初め，高温の温泉が多く，神滝・蟹沢温泉まで離れると漸次温度が逓減する。噴気地帯の北側にある温泉は一般に温度が低く，寒湯に至つてはたかだか20数度にすぎない。

3.2　噴気ガスの化学成分

荒雄硫黄山の噴気ガスと，吹上沢高温泉の温泉ガスの代表的なものについて行なつた分析結果は，第1表に一括して掲げた。なお，これには昭和26年磯野清が行なつたガス分析結果も参考までに示してある。

(1)　荒雄硫黄山噴気ガス

噴気ガス採取地点は，大深沢水源地附近の通称広晴山，硫黄山西北端の奥の院，北端の鳥落し等である。このうち，鳥落しはガスのみ発散し，ほとんど温度がない。水蒸気対ガスの比率は99.80～99.87％；0.2～0.13％でかなり水蒸気が多い。ガス組成はその大部分が炭酸ガス（CO_2）と硫化水素（H_2S）からなる。磯野清の分析は昭和26年の夏行なつたものであるが，この当時は，見掛けの噴気活動がかなり旺盛であつたのにもかゝわらず，前田憲二郎が分析を行なつた昭和30年の夏には，前年に較べ活動が衰微し，その間に，相当はつきりした相違が認められた。分析結果をみると，この両時期の間に，CO_2 と H_2S の比率がかなり大きく変化しているこ

第 1 表　噴気ガスおよび温泉ガス分析表

番号	場所	Temp. (°C)	温泉水の pH	水蒸気対ガス (vol. %) H_2O	水蒸気対ガス (vol. %) ガス	ガス組成 (vol. %) H_2S	CO_2	SO_2	O_2	残	分析者
1	荒雄硫黄山広晴山	100		99.80	0.20	32.2	60.4	tr.	0	7.4	前田
2	〃　〃	100				58.4	34.5		0	7.1	磯野
3	〃　奥の院	100		99.87	0.13	49.7	60.4	tr.	0	1.1	前田
4	〃　〃	100	(2.4)			61.2	25.8		0	1.5	磯野
5	〃　鳥落し	19	(2.6)			83.5	7.1		0	9.4	〃
6	吹上温泉県庁ボーリング	100	8.4	99.98	0.02	15.5	56.9	tr.	0	27.6	前田
7	吹上沢熱泉	97.5	8.4			7.3	82.7		1.4	24.5	磯野
8	〃	95.5	(3.0)			1.8	72.3		1.4	8.6	〃

( ) は地表水が加温された状態にあるもの

同上凝縮水

番号	場所	Temp. (°C)	pH	acidity (meq/l)	free CO_2 (mg/l)	H_2S (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	分析者
3	荒雄硫黄山奥の院	98	4.0	0.9	—	272.0	tr.	6.2	—	前田
6	吹上沢県庁ボーリング	98	5.9	0.4	n. d.	5.1	tr.	6.2	15.3	〃

とがわかる。なぜ，噴気活動が，たかだか，4，5年の間に，このように変化したか明らかでないが，噴気活動の変化に伴ない，CO_2 と H_2S の間に，量的な変化を生じたことは注目に値する。それが火山活動と結びつくものであるとすれば，きわめて興味あることがらということができよう。

硫黄山北端にある通称鳥落しは，ほとんど温度がなく，強烈な硫化水素臭を発散する地点であるが，このガス成分は，ほとんど H_2S からなり，CO_2 は H_2S の $1/10$ にも満たない。その存在する場所からみて，まず水蒸気が凝縮し，次いで CO_2 が固定され，最終的に H_2S のみが濃縮したと解釈すれば，噴気ガスの上昇過程におけるガス成分の行動を知るうえに，大きな手掛りを与えるものとして有意義である。

(2)　宮沢・吹上沢温泉地帯

こゝは，間欠泉の存在で有名な高温の温泉地帯である。自然湧泉の温泉ガスは大部分が CO_2 であり，H_2S はその $1/10$ 程度である。県庁ボーリング孔は，吹上沢の高温地帯に約 50 m 掘さくし，熱水と水蒸気とが噴出したものである。この試料はほとんど水蒸気 (99.98%) からなり，ガス成分はきわめて微量 (0.02%) である。またガス組成の比率は，自然湧泉に較べ若干 H_2S が多くなる傾向を示している。これらの高温泉における特徴は残ガスの含量が，比較的高い (24.5～27.6%) ことである。温泉水の大部分が地下水から導かれたものとすれば，地下水中の酸素が消費され，不活性ガスのみ濃縮した結果によるものであろうか。

3.3　温泉水の化学成分 (第2表)

鬼首環状地内の噴気・温泉は，前項で述べたように，ほゞ中心に噴気地帯があり，その外側に温泉が分布する。噴気の分布は，変質帯の分布とほゞ一致し，温泉地帯には変質帯の存在がほとんど認められない。温泉水の化学成分を記載するにあたつて，この地帯を噴気地帯と温泉地帯とに分け，おのおのの地帯に分布する温泉水の成分的特徴を述べることにする。

(1)　噴気地帯に伴なう温泉

噴気地帯に伴なう温泉は，噴気ガスを主とするものと，自然湧出するものとがある。前者は地表水が噴気ガスによつて加温されたもので，いわゆる地獄と称されるものである。そのおもなものは分析表番号 45～50 までのものであるが，これはいずれも酸性で，Cl^- 含量に乏しく，SO_4^{2-} で特徴づけられる。後者の自然湧泉は，荒湯・旧硫黄山鉱山浴場源泉および女釜・男釜等である。荒湯もかなり強い酸性であるが，Cl^- 含量もいくぶん高い。これに対して，鉱山浴場の源泉はむしろ中性で，Cl^-, SO_4^{2-} に乏しく，HCO_3^- で特徴づけられる。女釜・男釜は，酸性を呈し自然湧泉にもかゝわらず Cl^-, SO_4^{2-} の含量がかなり異常である。噴気地帯に伴なう温泉のうち，自然湧出する荒湯・鉱山浴場源泉・女釜・男釜のおのおのが，化学成分を異にすることは，噴気ガスと地下水との関係を考察するうえに，きわめて興味ある資料である。

(2)　温泉地帯

噴気地帯の外側に位置を占める温泉地帯のうち，南側

のものは，比較的温度が高く，北側のそれはいずれも温度が低い。とくに，宮沢・吹上沢は高温で化学成分もおのおの類似の値を示している。すなわち，Cl^- はその多くが 300～500 mg/l の範囲内にあり，SO_4^{2-} はいずれも 100 mg/l 以下である。HCO_3^- も比較的少なく，大体 50～70 mg/l である。吹上沢・宮沢の南にある轟温泉も，成分的に，ほとんど上記の温泉と大差ないが，荒雄硫黄山南側に位置する神滝・蟹沢温泉まで離れるとかなり異常値を示す成分がある。すなわち，神滝温泉では，Cl^- が 500～800 mg/l と増加し，また蟹沢温泉では，SO_4^{2-} 300 mg/l, HCO_3^- 500 mg/l を有するものがある。温泉地帯の場合でも，外側に離れるほど Cl^-, SO_4^{2-} ないし HCO_3^- が増加する傾向がみられることは，深部における噴気ガスと地下水との関係を反映する資料として注目すべきことがらであろう。

次に，北側の低温温泉地帯であるが，これらの温泉はいずれも成分含量が稀薄である。たゞ最も荒湯に近い北滝温泉のみ，Cl^- 含量が高いのが注目を引き，また，一般に HCO_3^- が主成分の位置を占めている。この傾向は，南側に較べ，より熱源から遠ざかつていることを暗示するようにみえる。

3.4 変質帯

こゝで，噴気・温泉活動と関連ある変質帯の分布について説明を加えておく。環状地内の変質帯のうち，最も時期的に古いのは基底礫岩層である。この基底礫岩層は，地層全体が淡緑色を呈し，部分的に粘土化が著しい。この変質は，集塊岩の迸出活動の先駆として，基底礫岩層堆積時，すでに湖盆そのものがいわば湯沼のような性質を帯び，その変質によるものと思われる。なお，泥岩層に貫入する安山岩質岩脈およびその周辺にも，場所により変質箇所が認められるが，いずれも規模が小さく，また散点的である。現在の噴気活動と直接の繋りをもち，また，かなり広い範囲にわたつて変質している地域は，前述のように，荒雄硫黄山，荒湯および赤川温泉一帯である。

これら3地域において，変質を受けた岩層は集塊岩および泥岩であるが，このうち，集塊岩は，おもに粘土と軟質の珪石からなることは一般の噴気地帯と全く同様である。なお，旧爆裂火口とみなされる荒雄硫黄山の低地には，硫化鉄に富む黒色の粘土といわゆる泥硫黄が層状に堆積し[20]，一時採掘したことがある。また赤川温泉の近くでも，昇華硫黄を稼行した記録が残されている。

泥岩層の変質は，部分的に粘土化の所もあるが，赤沢に沿う変質帯の大部分は，白色を呈し，成分的にほとんど SiO_2 からなる[9]。なお，赤川温泉一帯の変質帯のうち，おもに赤川温泉の下流，女釜・男釜の上流，吹上沢上流宮沢中流の一部は，かなり珪化している。この珪化帯は，変質帯の外縁にあたるが，一般に，珪化帯の発達が，他の地域においても変質帯の外縁あるいは変質帯の上限近くに著しいことからみて，この珪化帯の生成は，噴気ガスと浸透地下水との接触に関係あると考えられる。すなわち，この珪化帯の分布を連ねてみると，上位の石英安山岩質凝灰岩と，下位の泥岩層との境界近くに発達していることを知る。もちろん，上位の凝灰岩の一部は削剝され，現在，下位の泥岩層のみ露出しているわけであるが，珪化帯の発達が両層の境界近くに卓越していることはきわめて注目に値する。現在，この附近の噴気活動はさして活発でないが，硫黄鉱床の存在，著しい粘土化帯の分布等からみて，往時の噴気活動がかなり旺盛であつたことは察するに難くない。したがつて，この珪化帯は，透水性の石英安山岩質凝灰岩を浸透した地下水，あるいは凝灰岩層と泥岩層との境界に沿つて流動する地下水と，噴気ガスとの接触部附近に発達したとみることができよう。環状地内における珪化帯の存在は，その生成環境を知るうえに，きわめて大きな役割を果すものとして重要な意味を含むものである。

4. 問題の提起

鬼首環状地が地熱地帯として，どのような性格をもつ地域であるかという問題に関連して，次に予定される調査の方針に焦点をしぼるため，第1年目に行なつた地表地質調査，および噴気・温泉の分析結果のなかから地質構造と熱構造に関する問題をとりあげ2，3検討してみることにする。

4.1 地質構造上の問題

鬼首環状地が地熱地帯として有利な条件を備えているようにみえる点の1つは，基盤の第三紀層および花崗岩を覆つて，鬼首湖成層が広く分布することである。冒頭でも述べたように，わが国の噴気地帯の大部分は，おもに火山地帯の新期熔岩上に位置し，直接，基盤岩層から噴出する場合がきわめて少ない。しかし，噴気地帯が基盤岩層上に位置すること自体は，さほど意味があるのではなく，構造的に，天然蒸気が，基盤岩層のなかに貯溜され，それを被覆して，いわゆる帽岩が分布することが最も望ましい条件である。欧州では，地熱地帯の条件として，(1) 天然蒸気を導く通路の存在，(2) 貯溜層の存在，(3) 帽岩の存在の3原則を必要とするといわれているのもこの一端を示すものであろう。鬼首環状地においても，湖成層がいわゆる帽岩の役目を果し，基盤の裂罅のなかに天然蒸気が貯溜された状態をとるかどうかという点が，今後に残された大きな問題の1つである。

環状地内の噴気・温泉の分布は，第8図で示したよう

第2表　鬼首環状地

	場所	Temp. (°C)	pH	T.S.M (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)
1*	宮沢大新館	54.5	7.0		206	36.0	91.5	
2	〃　〃	80	7.8		388.3	74.5	46.4	
3*	〃　大山旅館	94.2	7.5		318	55.8	48.8	
4	〃　かむろ荘	93	7.3		2983	50.2	55.5	
5*	〃　高亀旅館うら	98.5	7.2	1044	372	74.6	61.0	
6	〃　〃	100	7.4	1023	367.9	66.3	60.0	
7*	〃　高亀旅館前川岸	94	8.4		477	89.4	48.8	6.0
8*	〃　三湯間欠泉	82	7.6		362	82.0	67.1	
9*	〃　三湯上流 300m	40	7.0		184	28.6	54.9	
10*	〃　〃　ダムの傍	57	7.6		528	82.4	73.2	
11	〃　〃　〃	63	8.0		458.3	72.0	83.6	
12	吹上沢　吹上旅館下間欠泉	91	8.2		458.3	84.8	37.2	13.2
13*	〃　吹上沢滝の傍	95.5	3.0		49	78.8		
14*	〃　温泉神社旧間欠泉	89	7.6		430	77.9	45.8	
15	〃　温泉神社前	81	7.9		372.3	69.1	50.4	
16*	〃　温泉神社上流	97.5	8.4		466	83.6	16.8	18.0
17*	〃　吹上沢小間欠泉	95.5	8.2		446	75.4	6.1	21.0
18	〃　吹上沢上流間欠泉	95	8.5		464.5	81.5	11.6	22.8
19*	〃　〃　間欠泉下流	97	6.8		325	68.8	36.9	
20	〃　県庁ボーリング	100	8.4	1060	397.2	75.3	19.5	33.0
21*	〃　吹上沢間欠泉（湧出中）	99	8.4		389	82	61.0	12.0
22*	〃　〃（最初の湧出）	99	8.4	1219	410	99.2	61.0	15.0
23*	〃　〃（大湧出）	99	7.8		336	73.8	67.0	
24*	〃　間欠泉の上流	99	8.0		495	98.4	67.1	
25	〃　最上流	98	7.1	820	297.9	60.9	40.1	
26*	赤沢　女釜・男釜の傍	97.5	2.4		1023	613.2		
27	〃　女釜・男釜	97	2.4		1054	624.8		
28*	〃　〃	81	2.3		1071	652.2		
29	〃　女釜・男釜の傍	98	2.4	1900	657.8	407.4		
30*	〃　赤川温泉	90	2.6		5.6	648.6		
31	〃　〃	75	2.6		7.1	461.7		
32*	轟温泉　目の湯	49	7.0		177	36.0	73.2	
33	〃　〃	55	6.7		136.5	25.9	71.4	
34*	〃　高橋旅館	41.5	7.0		184	37.8	48.8	
35	〃　とどろき旅館	87	7.4	1116	358.2	60.9	73.2	
36*	〃　高橋旅館うら	79	7.4		297	82.0	73.2	
37*	大深沢　神滝館	54.5	6.8	1833	789	30.4	146.4	
38	〃　〃	59	6.8	2024	822.7	19.8	146.4	
39	〃　神滝館向い	54	7.0		613.4	15.2	118.3	
40	〃　下流約 100m	49	6.4		514.3	16.9	104.9	
41*	〃　〃	39	6.6		428	30.4	85.4	
42*	蟹沢温泉　江合川左岸	56.8	6.4	1407	205	334.4	512.4	
43	〃　寿荘	60	6.2	1376	185.1	299.6	510.0	
44*	〃　高橋亀一郎	38	6.8		445	18.9	167.8	
45*	荒雄硫黄山　鳥落し	19	2.6		7.0	1235		
46*	〃　広晴山下流	100	2.8		7.0	980.8		
47*	〃　奥の院	100	2.4		6.3	870.8		
48*	〃　鉱山浴場源泉	65.5	7.7		6.2	11.6	170.8	
49	〃　〃	58	7.0		3.5	22.6	128.1	
50*	〃　荒湯変質帯	100	2.2		5.6	405.8		
51*	〃　荒湯	70	2.0		143.5	1105		
52	〃　〃	97	1.8		25.1	1369		
53	北滝	31	6.7		501.7	7.4	181.8	
54	濁沢	35.8	6.5		5.3	17.3	195.8	
55	古沢	30.5	6.6		3.5	12.8	164.7	
56	寒湯	28	8.0		3.5	14.0	61.0	
57	宮沢河水		6.9		15.9	8.2	27.9	
58	吹上沢河水		6.6	130.0	30.1	10.7	22.0	
59	宮沢ボーリング管外	19.0	8.1		28.3		45.8	3.0
60	〃　管内	17.5	8.1		17.7		24.4	3.9

内温泉水の化学成分

Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Al^{3+} (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	HBO_2 (mg/l)	H_2SiO_3 (mg/l)	CO_2 (mg/l)	H_2S (mg/l)	Br^- (mg/l)	I^- (mg/l)
								6.2	0.3		
								13.2			
								14.5	0.3		
266.6	17.6			34	tr.	41.3	184.6	8.8		0.61	
229.7	18.7	9.8	0.3	17.2	1.3		163.8	8.8	1.7	0.7	0.05
								0			
								17.6			
				12				12.0	0.0		
				36				8.0			
								0	0.5		
								1.0			
									0.2		
				14				8.0	0.9	0.77	
									0.4		
				16					1.3	0.88	
				12					0.2	0.85	
									0.4		
								26.4	1.2		
269.1	14.8	6.2	0.2	16.1	1.7		201.5		1.2	0.6	0.05
289.4	18.0			20	tr.	33.0			0.3	0.75	
				16			271.7				
								4.4		0.61	
				20				11.1	0.5	0.93	
		6.1	0.3	16.1	1.7		157.3		2.4		
									0.1	1.58	
603.4	144.0			119	53	86.7			0.0	2.00	
365.1	81.0	8.3	2.4	45.4	20.5		332.8			1.2	0.05
				28	15						
									17.6		
								11.0			
								11.0	0		
				12							
226.6	22.5	3.5	0.3	15.1	1.5		357.5	9.2	0		
				12	tr.			11.0			
404.4	65.2	2.5		110	tr.	49.6	249.6	30.0		1.46	
			0.5	109.0	8.3		222.3	4.4			
								5.7			
								28.6			
				56	tr.			26.0			
207.6	12.4			165	tr.	16.5	196.3	193		0.40	
226.6	22.5	3.5	0.3	15.1	1.5		130.0	195			
								17.6			
									31.5		
									5.7		
38.3	9.8			78.0	16.8	28.9					
								7.7			
								8.4	0		
				8	3						
116.4	17.6			39.1	14.2	16.5			33.9	0.15	
									5.9		
								24.6			
								65.1			
								29.0			
								4.0			
								6.6			
		3.2	0.6	1.5	0.4		29.9				

分析：＊印 磯野 清，その他 前田憲二郎

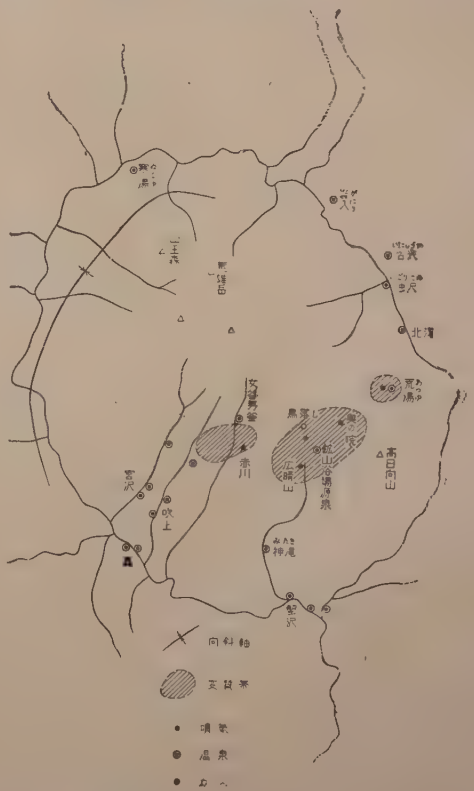
に，基盤の構造的方向に従がつているとみてまず疑いない。このうち，荒雄硫黄山の噴気地帯は，石英安山岩迸出に関連ある火山活動の中心であり，最も地表に近い噴気活動の場である。一方，温泉の分布は，吹上沢・宮沢等の北東方向の流路に沿つて卓越している。もちろん，この地域で湖成層を切る大きな断層の存在は認められないが，北東方向に卓越する，宮沢・吹上沢等の流路は，基盤岩層内に潜在する構造的弱帯に関連あると考えられ，基盤岩層のなかにかなり裂罅が存在するであろうことを暗示している。この基盤岩層を覆う鬼首湖成層のうち，南半に分布する地層はおもに集塊岩層・泥岩層および石英安山岩質凝灰岩層であり，ほとんど擾乱を受けず僅かに南に傾斜し，ほとんど堆積時の状態をそのまま留めているようにみえる。このうち，帽岩として期待される地層は，泥岩層および集塊岩層である。すなわち，前者は，緻密な塊状の岩層からなり，後者は，数枚の熔岩を挟み，部分的に泥流質の集灰岩が発達するためである。これらの構造的要素を確かめるためには，まず湖成層の厚さが問題となる。地表地質の調査により，その層序を知ることはできるが，基盤岩層に接する中央山地の周縁を除いて湖成層の厚さを正確に知る場所がほとんどみあたらないといつてよい。とくに，宮沢・吹上沢の下流においては，中央山地周縁でみられる各層の厚さをそのまま適用することができない。というのは，中央山地周縁と，吹上沢・宮沢下流とでは，堆積状況がかなり違うと考えられるからである。この意味で，まず，湖成層の厚さを知ることとが，環状地の構造的条件を解析するうえにまず第1番目に提起される問題であり，次いで次に述べる熱構造の問題にも関連して，泥岩層・集塊岩がいわゆる帽岩としての役割を果すかどうかという問題を吟味する必要がある。第1番目の問題は，純粋な構造的な問題だけに焦点がしぼられるので，試錐を行なう箇所は，できるだけ熱の影響を受けない地点が望ましい。しかし，第2番目あるいはそれ以後の試錐地点は，いわば熱構造と地質構造との関連を検討することを目的とするのであるから，むしろ，天然蒸気の存在地域に近い場所を選ぶのが妥当である。いずれにしても，天然蒸気の存在状態を支配する構造的条件が，鬼首環状地内でどのような形態をとつて現われるかという点に，今後の構造上の問題が集約されるといつて過言でない。

4.2 熱構造の問題

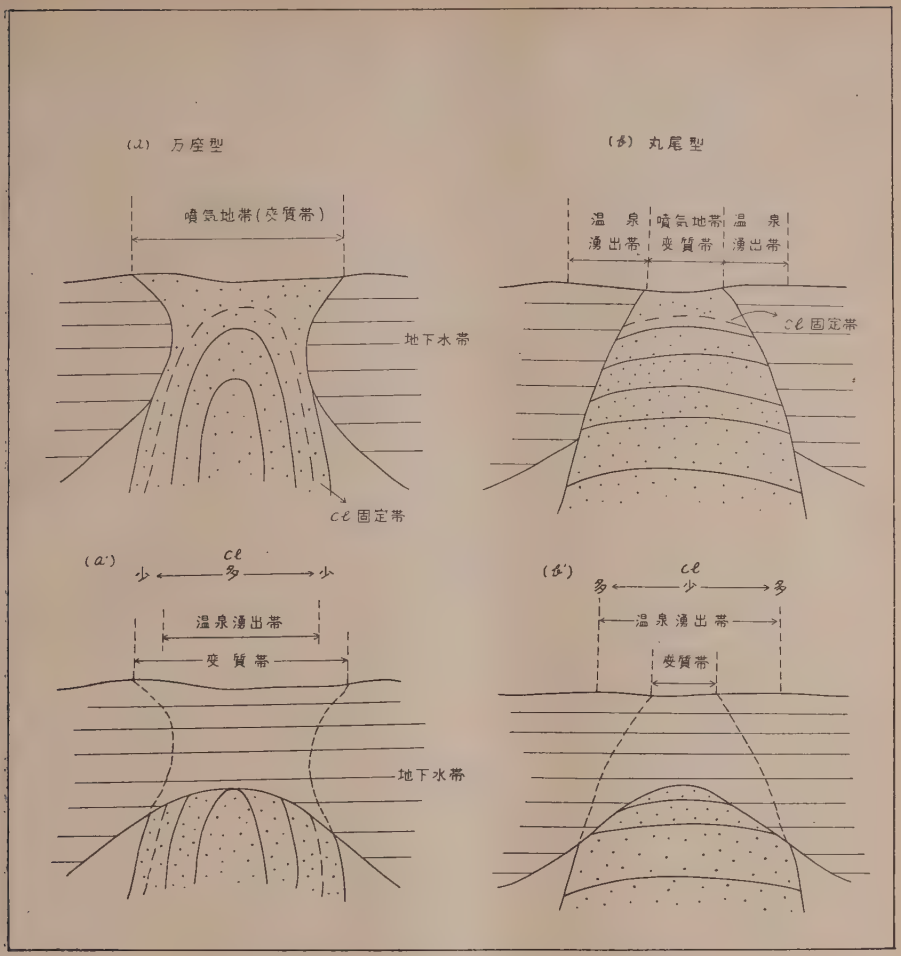
すでに述べたように，環状地内の噴気・温泉の分布は，荒雄硫黄山の噴気地帯を中心として，その外側に温泉地帯が存在する。湖盆の生成以来，環状地内に生じた火山活動は，(1) 基底礫岩堆積時，(2) 集塊岩の迸出，(3) 泥岩層堆積時における岩脈の貫入，(4) 石英安山岩質凝灰岩の迸出，(5) 石英安山岩の迸出に分けられる。このうち，とくに，噴気・温泉と関連ある活動は (2) および (5) であろう。このいずれがより直接的であるかという点については速断できないが，北方の秋田雄勝地方および南側の鳴子地方における噴気・温泉と火山活動との関連を参考にすると，環状地内の噴気・温泉もまた，この石英安山岩の迸出に伴なう火山活動に関連があるようにみえる。したがつて，変質帯の分布も硫黄山・荒湯・赤川温泉附近の3地域におのおの分離しているようにみえるが，おそらくこれらの噴気活動は，外側地帯の温泉活動と一元的な繋りで結ばれているとみて，ほとんど異論がないと思われる。

このように考えると，荒雄硫黄山一帯を中心として，北は寒湯・濁沢から，南は，神滝・蟹沢にわたる環状地内の噴気・温泉はいずれも同一系内の熱現象として取り扱うことができよう。いいかえると，噴気ガスと地下水との接触関係により，場所により噴気地帯を形成し，場所により，低温ないし高温の温泉地帯が出現するという見方である。

噴気ガスと地下水との接触関係については，これま



第4図 噴気・温泉分布図
Distribution map of fumaroles and hotsprings in the Onikōbe basin



第5図　噴気ガスと地下水との関係を示す模式断面図
Probable relation of fumarolic gases to underground water

で，2,3の地域の調査結果から，2つの型に分けられるとみて大体において間違いがないようである。1つは，活動の中心ほど，温泉水の Cl^- 含量が高く，外側に移るほど逓減する型であり，他の1つは，逆に，活動の中心ほど，Cl^- 含量が低く，外側ほど増大する型である。なぜこのような相違が生れるかということに対する考え方の1つとして，第5図で示したように，噴気ガスの流動速度と，酸性ガスの固定との組み合わせが，このような結果をもたらしたという解釈が可能である。

環状地内の熱構造は，噴気・温泉の分布，温泉水の化学成分のうえからみて，後者の型に属することはいうまでもない。したがつて，温泉が同じ Cl^- 濃度を有する場合でも，中心部と，外側部では，むしろ地下水の浸透深度に差が有ることになる。このように考えると噴気地帯に伴なう温泉のうち，荒湯・女釜・男釜における Cl^- 含量の増大は噴気地帯のなかでとくに地下水の影響を受けた地域であることを知る。他方，外側地帯の温泉の Cl^- 含量をみると，吹上沢・宮沢と神滝との間にはかなり Cl^- 含量の変化がみられる。この関係から推察すると，神滝・蠟沢では，地下水がかなり深くまで浸透していることになる。これに対して，外側の低温温泉地帯は，熱源が深いため，天然蒸気に含まれる強酸性ガスがほとんど固定され，地下水は，いわゆる Cl^- 固定帯附近までしか達せず，代りに弱酸性の CO_2 の影響を受け HCO_3^- が増大したと解釈される。

いま述べた熱構造と，鬼首環状地内の地質構造との関連については次のように考えることができよう。すなわち，一般に，中心ほど Cl^- 含量の高い温泉は，裂罅・間隙の発達した地域から湧出する場合が多い。したがつて，なんらかの機構によつて，噴気の流動速度が抑圧さ

れ，しかも噴気自体の蒸気圧がかなり高い場合，噴気ガスの行動は，第5図の (b) で示した型をとるであろうと予測される。鬼首の場合，流動速度を抑圧する因子として，湖成層の存在が大きな影響を与えているものとすれば，地質構造と熱構造の間に，きわめて密接な関係が生じることになり，このような型をとるに至つた理由もある程度首肯できると思われるのである。

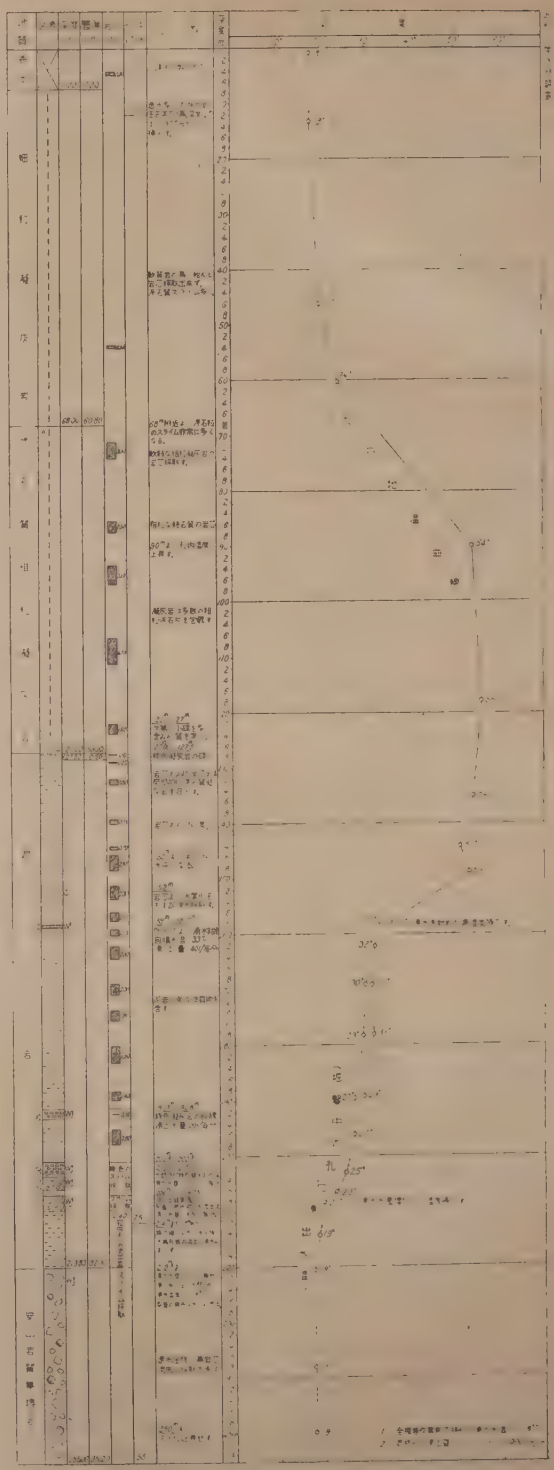
以上の考え方を推し進めて行くため，第2段階として次の問題を解決する必要がある。すなわち，1つは，もし，噴気ガスが中心部で地表浅部に存在するものとすれば，噴気地帯と温泉地帯との中間では地下温度がどの程度の値をとるかという問題である。また，泥岩層・集塊岩層が帽岩の役割を果すものとすれば，それは，地下温度の分布状態にどのような形をとつて現われるか，また，基盤岩層中の裂罅・割れ目が天然蒸気に対して貯溜層の役目を果すものとすれば，それはどのような形で現われるかという問題もある。これらの課題が解決された次の段階として，宮沢・吹上温泉地帯における噴気ガスが地下の余り深くない所で地下水と接触しているものとすれば，温泉の存在深度から，さらに下部までボーリングを下すことにより，天然蒸気を噴出させることができるかどうかという問題が残される　この問題は，環状地内における天然蒸気の開発可能範囲が，どの程度の規模を占めるかという点にも関連があり，わが国の他の高温温泉地帯の熱構造を解析する場合にも，適用される問題として重要な内容を含むものである。

5. 地質ならびに熱構造試錐

前項では，地表地質調査，噴気・温泉の分布，化学成分の分析結果から，天然蒸気の存在状態と構造的条件に関するいくつかの問題を指摘し，今後の調査方針にある程度の方向を与えることに努めた。昭和32年度，33年度には，大体この方針に従がつて，おのおの1本ずつの構造試錐を実施したが，次に，この両年にわたつて行なつた試錐による地質ならびに熱構造試錐の結果を取り纒めて説明する。

5.1 31年度における構造試錐

環状地内における地熱調査の重点が，地質構造，噴気・温泉の分布等の面からみて，中央山地南半に限られることは改めていうまでもない



第 6 図　鬼首試錐孔井地質および測温図 (31年度)
Columnar section of boring well

第3表　鬼首　No. 2　ボーリング孔化学検層

深度(m) ＼ 成分	pH	温度 (°C)	HCO_3^- (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	Na^+ (mg/l)	K^+ (mg/l)	Fe^{2+} (mg/l)
90	6.9	75	420	11.7	46.5	7.8	1.4	144	13.0	—
100	9.0	94	112	11.0	16.9	4.7	0.9	62.7	3.6	—
120	9.0	120	143	6.2	16.9	5.0	0.5	64.2	3.8	0.24
140	9.2	130	127	8.0	18.5	4.7	0.5	64.2	3.8	0.10
160	9.0	144	160	17.0	18.1	2.7	0.5	72.9	4.9	0.03
180	9.2	146	109	20.0	10.7	2.7	<0.2	64.0	4.0	0.01
200	—	146		20.6	10.7	3.1	0.2	63.2	3.8	—

採　水　1957. 11. 7～11. 10
室内分析　1957. 11. 20～12. 13

採水および分析：米谷　宏・田母神司郎

ところである。さらに，その範囲を狭めるなら荒雄硫黄山の噴気地帯・吹上沢・宮沢の高温温泉地帯およびその中間地帯における地質構造，熱構造を究明することにあるといつてよい。昭和31年度は，地質構造を解析する手掛りとして，まず，宮沢下流の左岸に深度 300 m の予定をもつて，構造試錐を行なつた(第2図)。調査結果は一括して第6図の柱状図に示したが，後述のように，深度 190 m 以下で大量の地下水が湧出し，予定の 300 m に達せず 255 m で工事を中止するの止むなきに至つた。以下，調査資料を要約すると次の通りである。

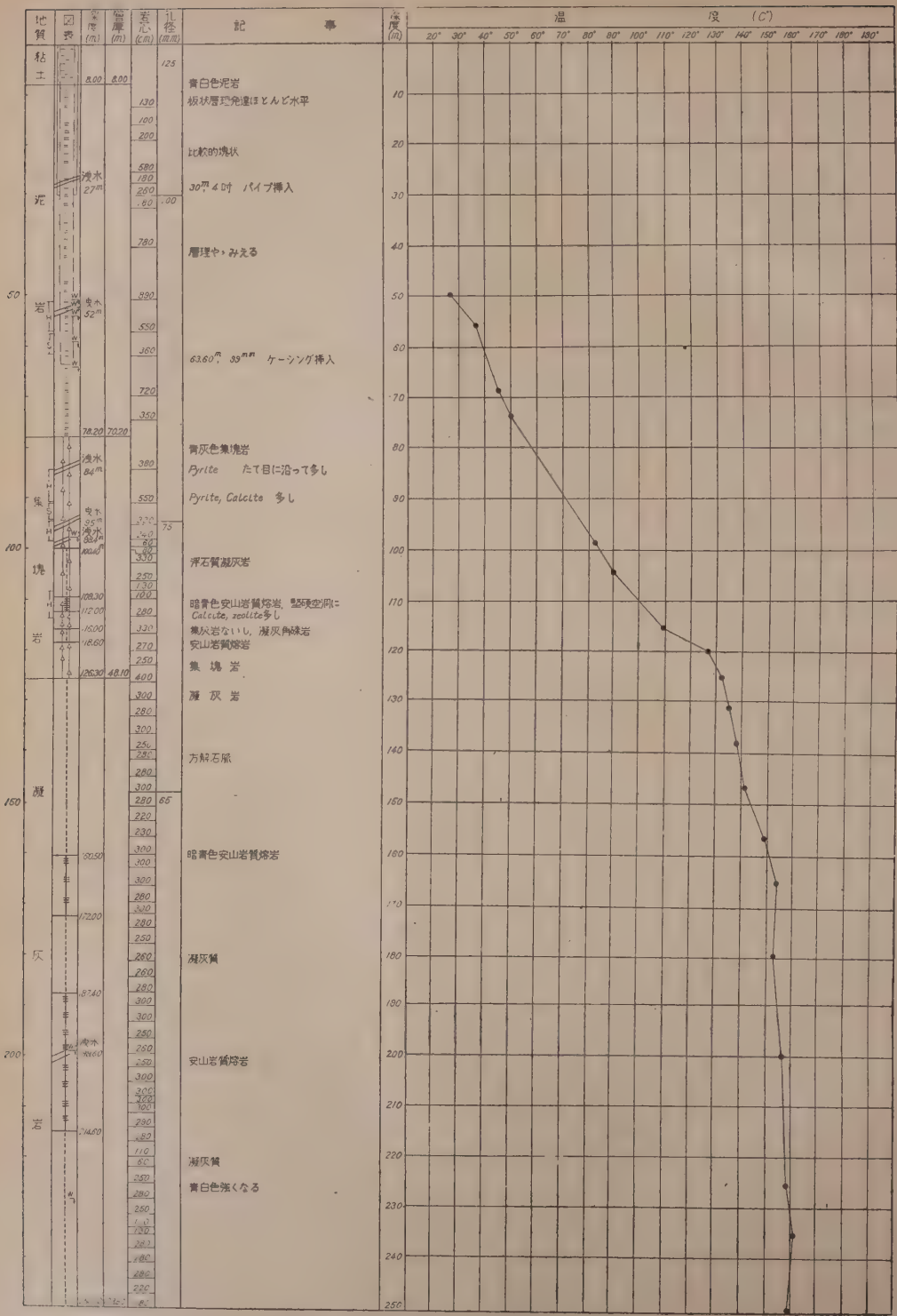
5.1.1　層　序

試錐地点は，宮沢凝灰岩層の露出地域であるが，この凝灰岩は，深度 127 m (層厚 59 m) まで続き，約 50 cm の礫層を置いて，泥岩層となる。宮沢および吹上沢における凝灰岩層と泥岩層との関係は，漸移状態にあり，明瞭な境界は認められないが，試錐地点下部では，その境がかなり劃然としている。泥岩層は，比較的層理に富み，190 m 以下で礫岩および集塊岩の薄層を挟むが，219.8 m (層厚 92.3 m) 以下で下位の集塊岩層となる。この泥岩層の岩芯のなかには，約30°程度の傾斜を示すところがあり，また地表における推定層厚よりいくぶん厚いことからみて，荒雄川に沿う向斜軸の存在が推定され，この向斜軸に沿つて舟底形に沈降しつつ堆積した感がある。なお，深度 152 m の所に，木の葉および埋れ木を含む植物化石を採取したが，保存不良のため鑑定するまでに至つていない。219.8 m 以下の集塊岩層は，湧水のため，ほとんど岩芯が得られず，その性情が明らかでない。したがつて，255 m 以下集塊岩層がどの程度の厚さをもつか，この集塊岩層の下に基底礫岩層が存在するか，基盤岩層は緑色凝灰岩あるいは花崗岩のいずれであるか等の問題は，未解決のまま，今後に持ち越されることになつたが，後述のように，この集塊岩がかなりの地下水を包蔵し，その上に緻密な泥岩層が存在すること等の点から，集塊岩層自体もいわゆる貯溜層になりうる可能性を有することがわかり，予定された深度に達しなかつたとはいえ，得られた資料については，今後構造的問題を解析するうえに，大いに役立つものがあることを示した。

5.1.2　孔底温度

掘さく時における各深度ごとの，いわゆる孔底温度は，第6図右に示したが，この図によると深度 60 m 附近から温度が上昇し始め，120 m で最高の 50°C に達し，それから深部では，ふたゝび温度が下降している。この中間深度における温度の上昇は，凝灰岩層と，集塊岩層との間に介在する礫層中を流動する温泉のためと考えられる。また，深部における温度の下降は，160 m 以下で，泥岩層中に介在する礫層・集塊岩層中を流動する地下水の影響によるものであり，190 m 以下では湧水量が増加し，集塊岩層に至り，遂に水量は 1,000 l/m という多量に達した。孔底温度もこのため測定不能となり，190 m 下の温度は，湧水温を示してある。この湧水に対しては，一応 215 m までケーシングパイプを挿入し，水止め工事を試みたが，湧水多量のため，管じりが掘り起され，ほとんど効果が得られなかつた。なお，この湧水について行なつた分析結果は，第2表の通りであるが，湧水地附近ではかなりの H_2S 臭を感じ，中間深度から湧出する温泉がいくぶんこの湧水に影響を与えていることを示している。

工事に支障をきたすほどの冷地下水が，なぜこの集塊岩層に多量含まれるかという問題は，同時に，この地下水の流入経路，その存在範囲に対する疑問でもある。とくに，この地下水の水頭が 50 m 以上というきわめて高い水圧を有することは，その流入経路を低地の荒雄川に結びつけることだけでは解決できない。しかも，この試錐地点より上流に位置する宮沢温泉の湧出量が，この冷地下水の湧出にもかゝわらず，ほとんど影響を受けていない事実は，冷地下水と温泉水との間に，直接の繋りがないことを暗示する。深部から湧出する温泉が，この集塊



第7図 鬼首地熱試錐地質柱状図（32年度）

Columnar section of boring well

岩層を通過するにもかゝわらず，冷地下水の影響を受けない理由とも関連して，この試錐孔から湧出する冷地下水の問題は，地質構造と地下水の存在状態との繋りのうえに，きわめて大きな課題を提起するものである。

5.2 32年度における構造試錐

31年度に行なつた構造試錐の結果から，宮沢温泉附近における鬼首湖成層の層厚は，かなりの厚さをもつことが判明した。すなわち，集塊岩の厚さを200m（中央山地に接する部分より算定）とすると，少なくとも宮沢温泉附近では約420mの層厚となり，400m以上掘さくしなければ基盤に達しないからである。このため当初予定していたように，宮沢温泉附近における温泉化作用の機構，すなわち，噴気ガスと地下水との関係を究明するための試錐は，さの掘さく深度を少なくとも500m以上見込まねばならぬという難点と，既存泉源に対する補償の問題とが重なりあつて，その計画を変更し，荒雄硫黄山噴気地帯と，宮沢・吹上沢高温温泉地帯との中間地帯において，その熱構造がどのような形態をとるかという点をとり上げることにした。

この目的で選定された32年の試錐地点は，赤沢右岸の河床より約20m高い台地上である（第2図）。

この地点は，直接泥岩層の露出地域であり，集塊岩層までの厚さは未知であるが，一応，掘さく予定深度を200mとし，32年夏から工事に着手したが，255mまで掘さくし掘止めとした。この試錐孔については，電気検層，化学検層を行ない，熱構造の解析を試みたが，以下順を追つて，調査結果を説明する。なお，地質柱状図，孔底温度，電気検層図，化学検層図等は第7～9図および第3表に示した。

5.2.1 層序（第7図）

赤川右岸の構造試錐によつて知られた層序は，地表から78.2mまでは白色の泥岩層で，この下から126.3mまで凝灰岩を挟む集塊岩，そして126.3mから下孔底の255mまでは安山岩質熔岩を挟有する凝灰岩からなる。集塊岩および凝灰岩は灰青色ないし青白色を呈し，とくに孔底に近い凝灰岩は外観がいわゆる緑色凝灰岩にきわめて類似する。この凝灰岩は，基盤の第三紀緑色凝灰岩層に相当する疑いもあるが，上位の集塊岩との間にとくに著しい不連続の関係が認められず，また，地表における集塊岩層の厚さ等から推して，この凝灰岩は，いわゆる泥岩層下位の集塊岩層の一部とみなされる。78.2～126.3mまでの集塊岩のうち，110～120mの間はとくに堅く，また晶洞鉱物として方解石・沸石等が認められる。この堅硬部分が後で述べるように，孔底温度の転移点に当ることは注目に値する。集塊岩に入つてから，方解石のほか，黄鉄鉱もかなり多量に含まれる。126.3m以下の凝灰岩には，暗青色の緻密な熔岩流を挟み，孔底の250mにも熔岩の存在が認められる。今回の試錐においても，基盤岩層まで達しなかつたことは遺憾であるが，集塊岩層の厚さを200mとすれば，おそらく，後30m程度で基底礫岩層ないし，基盤岩層に到達するものと予想される。この地域の集塊岩層は，結局，下部に比較的凝灰質の部分が発達し，上位に集塊岩が分布する傾向を示すが，地表においても，荒雄硫黄山を中心として，宮沢・河倉沢と離れるほど，集塊岩質の部分が漸次厚くなることとほゞ一致した傾向を示している。

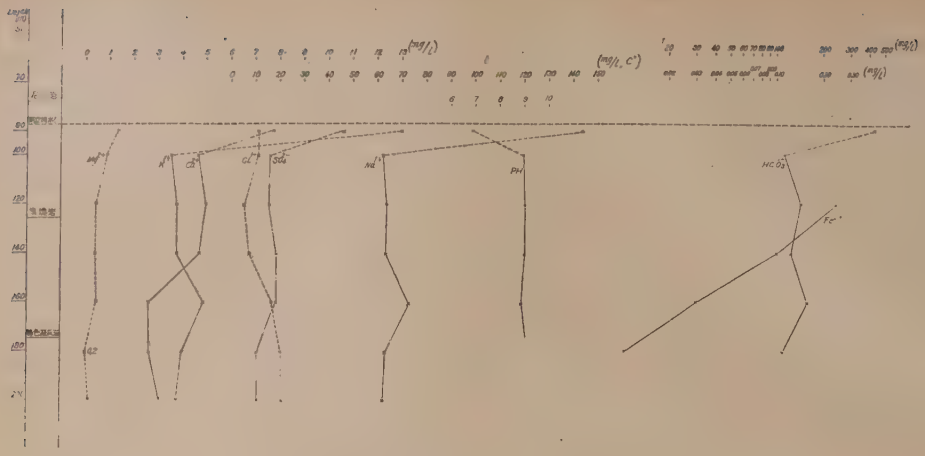
5.2.2 孔底温度

第7図で示したように，各深度ごとで測定した孔底温度は，きわめて特徴的な上昇を示している。すなわち，50mでは26°C程度の温度が，110mでは90°Cとなり，126mでは130°Cと急激に上昇し，130m以降，漸次温度が横這いとなり，孔底の255mでは161°Cに達した。90～130°C間の温度の転移が，前述のように，110～120m間の熔岩流を挟む堅い集塊岩の部分にあたることは，きわめて注目に値する。すなわち，110mより浅部では，比較的温度が低く，120m以深で逆にかなり高温度の状態が保持されることは，一見，この110～120mがいわば帽岩の役割を果しているようにみえるからである。地質のうえでも，大体この110～120mを境として上部は，集塊岩がおもであり，下部に緻密な凝灰岩が発達する。このことは，昭和31年度に行なつた試錐孔の地質状況と湧水との問題にも関連があるようにみえ，集塊岩層自体における岩質上の相違は，環状地内の熱構造に対してきわめて大きな役割を果していると思われるのである。

5.2.3 漏 水

こゝでとくに漏水の問題をとり上げたのは，いわゆる天然蒸気の蒸気圧と泥水の静水圧との間にかなり密接な関係があるようにみえるからである。

掘さく中の漏水箇所は第7図で示したように，泥岩中で2度，集塊岩層中で4度生じている。このうち，98.4mと199.6mにおける漏水が最も著しく，前者ではほとんど全漏水，後者では，水位が96mまで低下した。掘さく地点が赤沢の水面から約30m程度の高さに位置しているため，もし，この赤沢の水面から下部が地下水によつて飽和されているものとすれば，裂罅あるいは帯水層に到達した場合，水位は，少なくともこの赤沢の水面までの深さ程度に保たれるか，あるいはむしろそれより高い水位を示すはずである。ところが実際には，むしろしばしば漏水現象が起こり，泥水を用いた場合でもセメント注入しなければ，ある程度の水位を保つことができないということは，この試錐地点附近の泥岩層・集塊岩層のな



第 8 図　化 学 検 層 図

Geochemical well logging of No. 2 boring on the right bank of Akazawa

かに，地下水がきわめて乏しいことを示すといつてよい。したがつて，掘さく終了までの間に，ついに天然蒸気を噴出するまでには至らなかつたが，少なくとも 110～120 m 以下には，天然蒸気が存在し，かつ，きわめて地下水に乏しい状態にあるとみなすことができる。このように考えると，98.4 m, 199.6 m の深度で遭遇した裂罅は，直接，間接に天然蒸気の通路に繋るものと解釈できる。すなわち，この深さにおける漏水現象は，泥水の水圧が天然蒸気の蒸気圧に押し勝つて，ある深さの所で蒸気圧と水圧とが平衡状態に達したことを示すという見方である。98.4 m における漏水の場合には，その直前まで水位が 35 m の位置にあり，それが 98 m まで低下したのであるから，この差 60 m の水柱に応じた蒸気圧を算出すると，ほゞ 160°C となる。98 m から 60 m 深い約 160 m の深度における孔底温度は，この算出した値にほぼ近似の 150°C という温度を示している。これと同じように，199.6 m における漏水は，水位として，約 48m 低下し，合計 152 m の水柱に応じた蒸気圧と平衡状態に達したことになる。この水圧に応じた蒸気圧は約 200 °C である。しかし，199.6 m＋48 m ≒ 250 m における実際の孔底温度は 161°C であり，この算出した 200°C に較べかなり低い値を示している。その理由は，あるいは蒸気脈の主体から遠ざかつているためか，あるいは，この凝灰岩の下に優勢な蒸気帯が存在するにもかゝわらず温度の影響があまり現われないためか，今後の問題としてきわめて興味深い課題を提起している。

5.2.4　化学検層(第 8 図)

試錐孔内における化学的な変化を知る目的で各深度において泥水を採取し，化学分析を行なつた。その結果は第 8 図および第 3 表に示す通りである。化学検層は電気検層と平行して行なつたもので，測定時の深度は 200 m，水位は −90 m であつた。試料は深度 100 m から始まつて 20 m おきに採水したが，水位面のものもこれに加えた。

分析結果をみると，水位面を除いて，各成分ともほとんど著しい変化がない。すなわち，Cl^- は 10～20 mg/*l* 程度にすぎず，SO_4^{2-} も同様に 10～20 mg/*l* の範囲内にある。HCO_3^- は陰イオンの主成分であつて，100～160mg/*l* という比較的高い値を示す。陽イオンでは K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+} ともに含量はきわめて少なく，ほとんど Na^+ が主成分を占め 60～70 mg/*l* の含量を有する。すなわち，この泥水はほとんど Na^+ と HCO_3^- で特徴づけられていることを知る。この試錐孔が，98 m と 199 m の深度で著しく漏水したことは，前に述べた通りであるが，測定時は，水位が 199 m の時であり，まだセメント充塡を行なつていない以前である。したがつて，もし，この漏水をもたらした裂罅・間隙を通して，温泉水ないし天然蒸気が上昇し，泥水の末端と接触しているものとすれば，孔井内の泥水には，温泉ないし噴気ガスの影響が現われるはずである。分析結果をみると，Cl^-, SO_4^{2-} の含量にほとんど変化なく，HCO_3^- のみ含量が高い。したがつて，この裂罅を通して，女釜・男釜あるいは吹上・宮沢等から湧出するような Cl^- を含む温泉水が湧出しているとは思われず，結局，孔井の化学検層の結果は，この孔井がいわゆる天然蒸気の影響を受けているという考え方に対する 1 つの資料を提供しているとみなされるのである。

なお，水位面における成分含量の増大についてであるが，柱状図から明らかなように，90 m 附近にはかなり著しい黄鉄鉱および方解石の存在がみられる。おそら

く，水位面でこの硫化鉄（FeS_2）が酸化され，遊離した硫酸（H_2SO_4）が，方解石（$CaCO_3$）を分解し，このため発生した CO_2 の影響により HCO_3^- が増大したと考えられる。

5.2.5 電気検層（第9図）

試錐孔内の電気的性質を検討するため，化学検層と平行して電気検層を行なつた。以下その結果を報告する。なお本報告は概報であり，地熱地帯の電気検層についての技術的細目については，別に報告する予定である。

(1) 測 定

測定は自然電位・比抵抗・温度・泥水比抵抗の4種につき実施した。比抵抗の電極間隔は 0.25 m, 0.75 m の2種を使用し，自然電位は短極と地上電極間の電位を測定し，測温にはサーミスター温度計を用いた。また測定間隔は深度1 m ごとである。泥水比抵抗の測定は，電極の不備により同時に測定できなかつた。したがつて第9図記入の値は地化学班によつて行なわれた各層採水の試料（濾過泥水）について測定し，この測定値をそれぞれの深度における孔内温度の時の比抵抗値に換算して記入したものである。測定時の水位は 50 m 程度であつたので測定深度は 70～234 m の間である。

(2) 測定結果

1) 比抵抗曲線

検層図（第9図）の比抵抗曲線と試錐柱状図とを比較してみると次のように考えられる。

深度 100 m までは両曲線ともほとんど変化を示さず，5 Ω-m 前後の低比抵抗部である。110～120 m の間は 50～80 Ω-m の高比抵抗を示しており，この部分は集塊岩中に比較的緻密な熔岩が存在する部分である。120 m 以下はとくに高比抵抗部はなく，大体 15 Ω-m 前後の値を示す。たゞこのなかにも 140 m, 190 m, 220 m 附近には若干高い抵抗値を示す部分が認められる。以上の間では，低比抵抗部には集塊岩中の凝灰質の部分，高比抵抗部にはその間に介在する熔岩流が認められる。なお図において電極間隔 0.25 m の曲線（I）と 0.75 m の曲線（II）の違いについては次のように考えられる。すなわち，

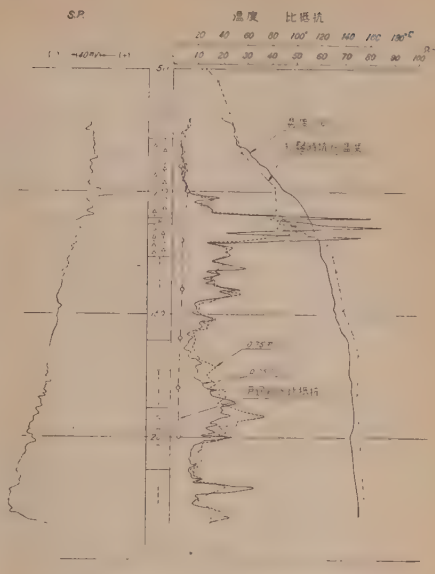
I = II　泥水が浸入し難い層

I > II　薄い高抵抗層の堆積が考えられる部分

I < II　地層に裂罅等が発達しているかあるいは多孔質な凝灰岩の部分で，泥水の浸入領域が大きいと考えられる層

2) 自然電位曲線

自然電位（S.P.）曲線については，柱状図と比較して明瞭な地質的示徴は得られなかつた。図において 100 m 附近までは基線の変化はないが，110～120 m 附近の高抵抗部より基線が（－）側に変動している。これは温度その他の原因によるものと思われる。



第9図　鬼首地熱試錐孔電気検層図
Electrical logging of No. 2 boring on the right bank of Akazawa

3) 温度曲線

温度曲線は 120 m の高比抵抗部までは 13～100°C まで上昇し，以下次第に上昇勾配は小さくなつているが 234 m まで僅かに上昇している。この間，多少の小さな変化はみられるが，地下水の流入あるいは局部的な蒸気帯による大きな変化はみられなかつた。なお掘さく途上の各孔底温度（第11図点線）により明らかなように，温度変化は高比抵抗部において急激な上昇を行ない，その下部においては緩慢な上昇曲線を示している。この曲線によつて明らかなように，この地点における地温勾配は高抵抗部を境として2分され，上部は地下水帯，下部は蒸気帯[註2]と考えられる。すなわちこの高抵抗層は，下部の蒸気帯が上部の地下水帯によつて冷却されるのを阻止していると推察される。

4) 泥水比抵抗曲線

泥水比抵抗は地層の見掛比抵抗や自然電位の値に変化をもたらすものであるから，この測定も同時に行なつた。前述したように，各層採水の試料につき測定を行なつ

註2) ここで用いた「蒸気帯」という言葉は「地下水帯」（地下水が存在しうる部分）に対し，間隙水がいわゆる地下水の型をとつていないと思われる部分を意味するものである。「蒸気帯」という言葉は，地熱開発の立場から求めている高温蒸気が胚胎される部分という意味ではない。

「蒸気帯」の物理的意義については，早川正巳が報告する予定である。

つたので，連続的な変化は得られなかつたが，比較的高抵抗であり，深部でやゝ低くなつている。

(3) 結 論

この附近における地熱構造においては深度100～120mの高比抵抗層の存在が重要な意義をもつものであると考えられる。すなわちこの層を境として下部は一応蒸気帯と思われる。またこの地点が鬼首地熱帯の周縁部にあるか，あるいは中心部にあるかは，今後数本の試錐と検層を実施したうえで検討すべき重要な問題である。

6. 天然蒸気と地質構造との関係

3年間にわたる鬼首環状地の基礎調査は，上述のような成果を得たが，これらの資料を整理してみると，未解決のまま残された問題が少なくない。とくに，2本の構造試錐のいずれもが基盤岩層に達しなかつたことは，天然蒸気と地質構造との関連という問題に対して，最も重要な資料を欠くことになる。また，孔底温度がかなりの高温を示したのにもかゝわらず，ついに，天然蒸気を噴出するまでに至らなかつたことは，この試錐孔の下底に果して天然蒸気が存在するものかどうか，また存在するにしても，それは，いわゆる天然蒸気かあるいは高温温泉水かという問題に対しても解答を与えていない。このように，環状地内の地質構造，熱構造を解析するうえに充分満足するほどの結果が得られていないが，この3カ年の間に収集された資料を参考として，天然蒸気と地質構造との関係について，いくつかの仮定を設けながら考察してみることにする。

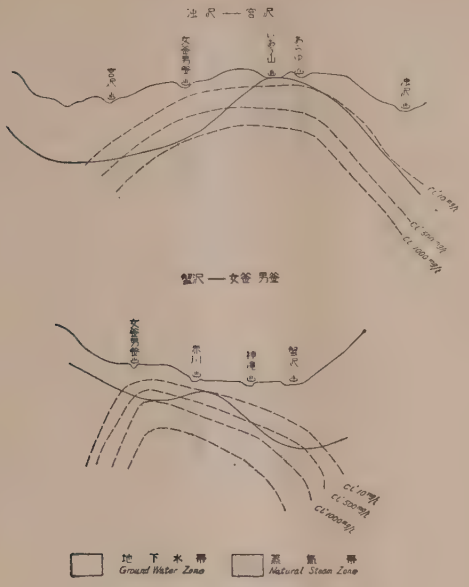
6.1 噴気地帯と温泉地帯との関連

噴気地帯を中心として，その外側に高温地帯が存在する例は，鬼首環状地内だけでなく，その他の地方でもよく知られている。その典型的な例は，イエローストン国立公園(Yellowstone National Park)における A.L. Day および E. T. Allen の研究[1] であつて，こゝでは噴気地帯を Narris Basin, 高温温泉地帯を Upper Basin と呼び前者に伴なう温泉を acid-sulphate type, 後者から湧出する温泉を alkaline type or chloride-bicarbonate type と区別している。この acid-sulphate type の温泉は，酸性で SO_4^{2-} で特徴づけられ，Cl^- がきわめて少ない。alkaline type の温泉は Cl^- および HCO_3^- が主成分を占め，一般に中性ないしアルカリ性である。そして，Narris Basin はその位置する場所が高く，温泉の湧出量がきわめて少ないのに対して，Upper Basin は低地にあつて，温泉の湧出量がきわめて多量であることからみて，この両地域における噴気・温泉現象を次のように解釈した。すなわち，岩漿から発したエマネーションが，地下水に吸収され，地下水位が高い低地の Upper Basin ではこの高温の温泉水が湧出するに反し，外圧としてその上位に地下水の乏しい Narris Basin ではこの高温温泉水の気化によつて噴気地帯を構成する，という機構である。Day および Allen は，さらにこの両地域における深部の熱構造を知る目的で，ボーリングを行ない，孔底温度・蒸気圧・岩石の変質等について詳細な研究を行なつた。

環状地内における荒雄噴気地帯と，宮沢・吹上沢高温温泉地帯の関係は，一見，Yellowstone National Park の Narris Basin と Upper basin のそれにきわめて類似している。すなわち，荒雄噴気地帯に伴なう温泉の大部分はいわゆる acid-sulphate type の温泉であり，宮沢・吹上沢の温泉は chloride-bicarbonate type である。しかし，荒雄噴気地帯における噴気活動が，環状地内の地史からみて，集塊岩の迸出した火山活動と一連の繋りをもつことは，噴気地帯と温泉地帯との関係を吟味するうえにきわめて重要な意義をもつ。すなわち，荒雄噴気地帯は，その地形的な特徴から判断して，いわゆる爆裂火口とみてほとんど疑いの余地がない。この凹地に層状の硫化鉱・泥硫黄の沈殿がみられることもこの事実を補つている。荒湯の凹地もまた小爆裂火口であることは同様に地形的な特徴からうかがい知ることができる。したがつて，荒雄噴気地帯の歴史を組立ててみると，石英安山岩迸出に始まる火山活動が爆裂火口を作り，さらにそれに続く噴気活動が荒雄硫黄山および荒湯の噴気地帯を形成して現在に至つたと考えられる。いいかえると，この地域の噴気ガスは，温泉から気化した二次的な蒸気ではなく，岩漿からの初生的な発散物とみなされるのである。

この問題については，他地域の噴気地帯においても，おもに温泉水の化学成分と変質帯との関連のうえから検討を加えたことがある。一般に噴気地帯が地下水の乏しい地域に出現する傾向のあることは，赤沢右岸における試錐の結果からでも明らかであり，すぐ傍から高温の温泉水が湧出する場合（例えば女釜・男釜とそれに伴なう小規模の噴気地帯）を除いて，わが国の噴気地帯の大部分は，初生的な天然蒸気の存在地域であるとみられる場合が多い。温泉水の化学成分が，噴気ガスと地下水との接触状態を反映するという解釈も，この観点に立つて初めて意味がある。

このように，環状地内の噴気地帯が，初生的に天然蒸気の存在地域であると考えるとき，いわゆる Cl^- 固定帯の概念は，噴気ガスに対する地下水の影響をある程度反映するものとして効果的である。すなわち，噴気地帯における Cl^- 固定帯の深さが比較的浅く，外側の温泉地帯に離れるほど相対的に漸次深くなると考えられるので，温泉水における Cl^- 含量の多寡は，この Cl^- 固定



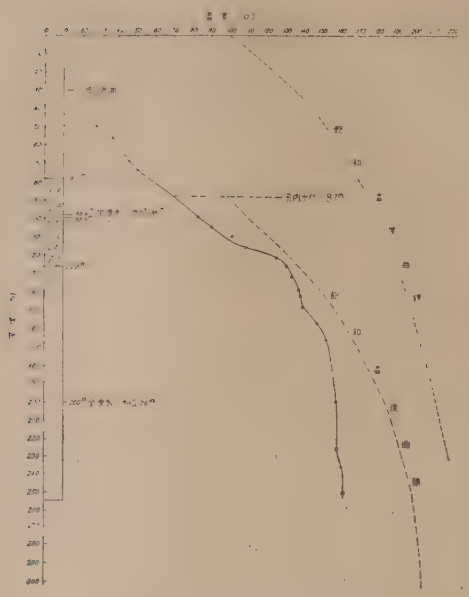
第10図　熱構造模式断面図
Cross-section of thermal structure

帯に対する地上水の浸透深度の度合を現わすことになる。したがつて，噴気地帯に伴なう温泉のなかで，自然湧出する硫黄鉱山浴場源泉・荒湯，女釜・男釜は Cl^- 含量がおのおの異なつた値をとることも次のように解釈できる。すなわち，この3地域における Cl^- 固定帯までの深さがほゞ同じ程度であるとすると，地下水の浸透深度は，鉱山浴場源泉（Cl^- 3.5 mg/l），荒湯（Cl^- 25.1 mg/l），女釜・男釜（Cl^- 1,071 mg/l）の順で大となる。一方，温泉地帯における地下水の浸透深度が，宮沢・吹上から神滝・蟹沢に至るほど増大し，かつ Cl^- 固定帯も漸次深くなるとすれば，両者の関係は，模式的に第10図で示すような状態をとるであろう。もちろん，この地下水は，ある深さまでを全般的に飽和するというものではなく，裂罅・間隙を通じて深く浸透したものが温泉化したと考えられる。温泉の分布が構造的方向に従がつていることも，この地下水が基盤岩層内における裂罅・間隙の発達に関係あることを示す大きな裏付けとみなされるゆえんである。

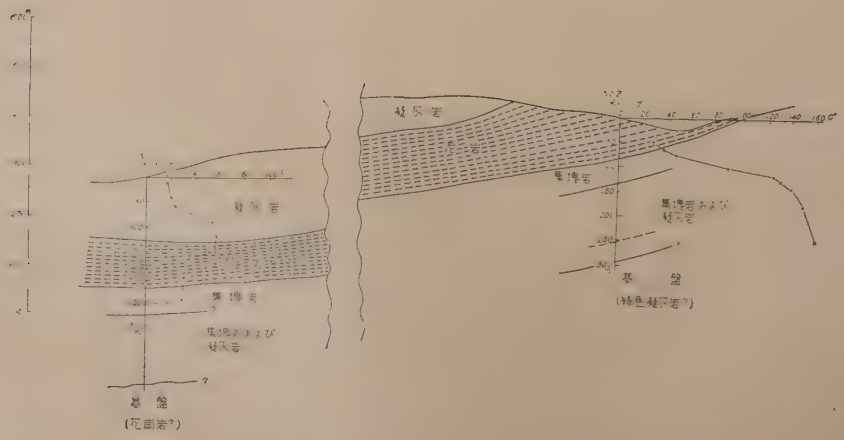
6.2　天然蒸気の存在状態と地質構造

32年度に行なつた構造試錐の結果から，少なくとも赤沢右岸では，深度 110～120 m 以下に天然蒸気が存在するであろうと推察した。同時にこの地点では，湧水が著しく，110 m 以浅においてほとんど地下水が存在しないことを暗示している。

一般に，天気蒸気が地下に存在する場合，試錐孔内の水柱（圧）に応じた孔底温度を連ねた曲線は，理論的には，飽和温度曲線と一致するはずである。しかし，実際の場合は，第11図で示したように，各地域の例をみると，この飽和温度曲線より一般に低い温度を示すのが普通である。赤沢右岸の構造試錐孔について，地表の温度からこの飽和温度曲線を適用することはできない。それは，少なくとも 110 m より深部で初めて温度が 100°C 以上に達し，それより下部に天然蒸気が潜在するとみなされるからである。掘さく終了後，清水で洗つた場合の水位が −87 m であるから，この深さを基点として，飽和温度曲線を画いてみると第11図のようになる。この飽和温度曲線によれば 130 m で 145°C となり，ボーリングの深度—温度に最も接近する。この状態から判断しても，集塊岩中の熔岩流が天然蒸気に対して cap rock の役目をしていることが予想されるのである。試錐孔の深度は 255 m であり，これより下部の状況については全く推定の域を出ないが，大深沢集塊岩層の厚さを 200 m と仮定し，この下位の基底礫岩層あるいは基盤岩層に至つて孔底温度が 200°C に近づくものとすれば，110 m 以下の集塊岩層が，ふたゝび，基盤内に潜在する天然蒸気に対して cap rock の役割を果していると考えること



第 11 図　No. 2 試錐孔の孔底温度と飽和温度曲線との関係
Relation of bottom temperature in boring No. 2 and boiling point for depth curve



第 12 図　No. 1, No. 2 ボーリング比較図
Correlation of geology and geothermy between boring well No. 1 and No. 2

ができよう。その理由はこの地層内に温度が均等に分布し，全般的に下位の熱の逸散を抑えているようにみえるからである。次に，両年度にわたつて行なつた2本の試錐孔を結ぶ方向に断面図を作り，それに得られた資料を記入してみると，第12図のようになる。赤沢右岸の試錐孔についてはいま述べた通りであるが，宮沢下流の試錐孔の状況は，250 m 以下が明らかでない。しかし，集塊岩層の性質については，赤川右岸の試錐孔の資料および地表の露出状況からある程度の推定が可能である。すなわち，集塊岩層はその上部の 50 m 程度が集塊岩からなり，その下部は，熔岩を挟む比較的緻密な凝灰岩を主体とすると考えられる。したがつて，宮沢左岸の湧水は，この上部の集塊岩を流動する地下水であり，この下位に緻密な熔岩・凝灰岩が存在するものとすれば，この熔岩および凝灰岩は，むしろ地下水に対してうけ盤となり，地下水の浸透を妨げる役割を果すに違いない。宮沢・吹上の温泉水と，この地下水とが直接の関係をもたないようにみえるのも，この理由によるものと考えられ，もしそうであるとすれば，この熔岩・凝灰岩の下に，宮沢・吹上温泉地帯における熱構造の一部が現われていると期待される。すなわち，この熔岩・凝灰岩は，地下水に対してうけ盤の役割を果すと同時に，下部の熱構造に対して，赤川右岸の場合と同様に，いわゆる cap rock の役目を兼ね併せていると考えられるからである。それでは，吹上・宮沢温泉湧出地帯の集塊岩層は，どのような分布状態をとるのであろうか。前にも述べたように，集塊岩層上部から湧出する地下水と温泉水との間に，直接の関連がないようにみえる。このような点から推察すると，水平的な拡がりをもつ集塊岩層は，どこでも帯水層としての性質をもつとは限らず，たまたま，宮沢下流一帯にこの帯水部分が発達し，宮沢・吹上温泉地帯に移るほど帯水層の発達が衰えるためかも知れない。現在までの資料から，この問題に対して決定的な解答を与えることは困難のようである。

以上で，環状地内の天然蒸気と地質構造との関係について，いくつかの仮定を混えながら検討を加えた。要約すれば，環状地内の火山活動は，基盤の構造的弱帯に生じ，こんにちなお残存する噴気活動は一部に直接噴気地帯として出現し，その外側地帯では地下水と接触して温泉地帯を形成する。噴気地帯と温泉地帯の中間に潜在する天然蒸気は，湖成堆積層中の集塊岩層を帽岩とし，基盤岩層の裂罅・間隙中に貯溜される可能性が強い。地下水は，湖成層中の帯水部分を流動する浅所地下水と，基盤岩の裂罅・間隙に沿つて深部まで浸透し，噴気ガスと接触して温泉化するものとに分けられ，温泉の分布が，基盤岩層の構造的方向にしたがつていることも，この一端を物語るものである。とくに，天然蒸気の一部が，湖成層を帽岩とし，基盤岩層内に貯溜されると考えられることは，環状地内の地質構造と熱構造との間に，重要な関連をもつ状態として，きわめて注目すべきことがらであると結論される。

（昭和30年～32年調査）

文　献

1) Allen, E. T. & A. L. Day: Hotsprings of the Yellowstone National Park, Proc. 5th Pacific Sci. Cong., Vol. 3, 1934

2) 有井癸巳雄・野邑雄吉：鬼首弁天新吹上間歇泉（I），理化学研究所彙報，20集，第2号，1941

3) 地熱調査班：大分県野矢地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955

4) 地熱調査物探班：大分県地熱地帯の放射能・地化学研究調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955

5) 地熱調査班：鹿児島県霧島地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955

6) 地熱調査班：宮崎県海老野地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955

7) 地熱調査班：長崎県雲仙地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 6, No. 10, 1955

8) 地質調査所：7万5千分の1地質図幅鬼首ならびに同説明書，片山信夫，梅沢邦臣調査，1958

9) 加藤磐雄・島田昱郎：栗駒火山南西麓緑色凝灰岩地域の地質，特に三途川・鬼首湖成堆積層について，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 37, No. 5, 1953

10) 勝井義雄：鬼首カルデラ周辺の帯結凝灰岩の岩石学的所見，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 39, No. 5, 1955

11) 木立正嗣：宮城県荒雄川流域の崩壊について，青森営林局，1951

12) 工業技術庁：地熱発電試験研究報告書，第1集，1952

13) 小出　博：宮城県下の災害とその対策について，宮城県，1952

14) 中村久由・安藤　武：大分県大岳地熱地帯調査報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 8, 1954

15) 中村久由・安藤　武：秋田県後生掛地熱地帯調査

報告，地質調査所月報，Vol. 5, No. 9, 1954
16) 野口喜三雄：本邦間歇泉の化学的研究，温泉科学，Vol. 1, No. 1, 1941
17) 大井上義近：栗駒火山地質調査報文，震災予防調査会報告，No. 60, 1908
18) 曾根 武・柴山竟蔵：鬼首間歇泉について，地質学雑誌，Vol. 27, No. 318 ; 319, 1915
19) 島田昱郎：古湖盆の堆積学的研究 (1) —鬼首湖成層の堆積状態について—，地質学雑誌，Vol. 61, No. 716, 1955
20) 高橋兵一：宮城県荒雄岳硫黄鉱床概査報告，地質調査所月報，Vol. 4, No. 10, 1953
21) 渡辺万次郎：宮城県の地熱事業，宮城県商工部，1952

550.84 : 550.43 : 553.98 (524)

泥炭および泥炭地下水の有機物について

—炭化水素鉱床における有機物の研究　その 1—

牧　真一*

Organic Matter of Peat Bog and its Underground Water
Part 1. Studies on Organic Matter in Hydrocarbon Deposits

by
Shinichi Maki

Abstract

In order to research the organic matter in hydrocarbon deposits, it is important that studies of quantity, property and distribution of organic matter in the recent reducing environment, and of relation with natural gas are carried out. Lake and marine sediments and peat bog represent the recent reducing environment. The writer already reported his previous interpretation about the distributions of organic carbon and nitrogen in sediments of Lake Hamana-ko.

But in this report, the writer describes that the both properties of organic matter and connate water of peat bog, change with depth and anaerobic—unanaerobic environment, and also the quantity of the dissolved methane gas in the connate water is correlated with C/N ratio of its organic matter.

要　旨

炭化水素鉱床における有機物の研究にあたり，炭化水素鉱床が，その生成初期の段階において，経なければならない地層堆積時の空間における有機物の量的・質的変化，その分布を検討し，これらと天然ガスとの動的な関係を考察することが重要である。この研究のため汽水湖である浜名湖について，昭和31年3月，地球化学的研究を本島公司らとともに行なつたが[1]，そのさい筆者は，湖底堆積物の有機炭素・窒素について研究を分担した。今回は現世代還元堆積のさらに別のタイプを代表する泥炭地について，泥炭および泥炭地下水中の有機物の分解過程を調べ，その有機炭素・窒素の分布から，メタンガスと有機炭素・窒素の関連を検討し，既存ガス鉱床との関係を究明することが，この報告の目的である。

泥炭および泥炭地下水の有機炭素・窒素の分布から明らかになつたことは次の通りである。

1)　泥炭の有機物について，その分解度を有機炭素・窒素・C/N 比から考察すると，堆積時間，堆積要素の差(好気・嫌気状態)の影響よりも，無機物(主として粘土)の混入による分解促進の方が大である。したがつて，無機物の少ない泥炭はきわめて分解が遅い。また一般に深度の増加とともに C/N 比の値は，他の現世代堆積物が示す平均値10に近づく。

2)　泥炭地下水の有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素はメタン発生と大いに関連し，メタン発生により，前者の比は減少し，後者は増加する。またこれに溶存する塩(電解質)の増加により，溶存有機物の量的・質的変化が認められた。

1. 緒　言

当所においては，戦後天然ガス鉱床の地化学調査が行なわれ，多くの研究成果があげられてきた。この地化学調査では，主としてメタン発生のための原物質と考えられる有機物から，地下水中で生成され，保存されたと考えられる物質についての，数多くの資料から，地球化学的考察をすることが，まずなされ，これら生成され，保存されたと考えられる生成物の特徴について，地質的・物理的・化学的条件を考慮して，ガスの発生・蓄積・分布について調査をしてきた。この生成物の大部分は（例えば，NH_4^+, NO_2^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, 遊離 CO_2, pH, I^-, Br^-, $KMnO_4$ cons., P 等），いずれも有機物に起因すると考えられるものが多く，したがつて，これらの生成・保存状態を究明し，また，残存有機物の分解過程，分布，組成の変化を調べ，現生成物質との相互関係から，炭化水素鉱床の成立の一般的方向を知り，新しい探査技術をみいだすうえに，基礎的なことであると考える。

* 技術部

さて，この有機物はきわめて複雑な組成をなし，簡単に分析することはきわめて困難であるが，有機物を構成する元素の数は，微量元素を除けば比較的少なく，水素・炭素・窒素・酸素・硫黄・燐などからなつている。これらの元素のうち，炭素・窒素が分解の比較的良い指示元素になるものとして，土壌学や湖沼学の方面では，古くから使用されてきた。とくに炭素・窒素比，すなわち炭素率をもつて分解度合を表わしていることが多く行なわれている。一般の現世代堆積物では，多くの場合炭素・窒素比は8～12の範囲にあり，さきに浜名湖の底質について筆者が分析した結果[7]も，8～11の値を示した。この現世代堆積物のC/N比が一定値を示すことは，一般に次のように考えられている。

有機物中の炭素は微生物のエネルギー源となり，窒素は栄養源となる。炭素が過剰にあるときは，微生物の活動が盛んで，炭素は炭酸ガスとなり，放散あるいは蓄積される。窒素は蓄積されるが，炭素が少ない場合には，活発には行なわれず，窒素は栄養源として働き，アンモニヤ態，さらに硝酸態となり放散される。このようにして，炭素10に対して窒素1の割合で平衡が保たれる。

いま，現代および現世代堆積物のC/N比の数例を下記に示す。

	C/N 比
植物の葉・茎など	60 以上
泥　　炭	40～100
湖底堆積物	6～ 12
湖水有機物	8～ 12
土壌（表土）	8～ 16
海洋堆積物	5～ 15

これらでみられるように，分解の進んだ堆積物は8～15であつて，大体10前後に落着くようである。筆者は有機物研究の第1段階として，まずC/N比が炭化水素（主としてメタンガス）の生成によつて，いかに変化するかを検討するため，本島公司らによつて，昭和31年および32年度に行なわれた石狩泥炭地（東米里・幌向）のメタンガス発生に関する地球化学的観測にさいして，有機物の研究部門を担当した。こゝでは泥炭および泥炭地下水の有機炭素・有機窒素について調査・研究を行なつた結果について報告する。

2. 位置・地形および地質

測定場所は泥炭観測が行なわれたと同一地点の，北海道札幌市郊外厚別原野の東米里および石狩国幌向村幌向原野の各1地点である（第1図）。東米里は札幌市の東約10 km，厚別原野の高位泥炭地と低位泥炭地の境附近に位置している。幌向は江別市と幌向村にわたる幌向原野のほゞ中心に位置し，代表的高位泥炭地である。

第1図　位　置　図

これらの泥炭地は，札幌市の北北西，紅葉山砂丘の内陸側に，かなり広範な地域にわたつて分布する泥炭地で，厚別原野はその西の大谷原野に接し，北は豊平川をへだてて対雁原野に接している。

幌向原野はその大部分は江別幌向原野の南部に接続し，三方は江別・夕張・清真布各河川に囲まれている。各原野の高位泥炭は，泥炭形成最後の段階の産物であつて，一般に泥炭地の中央部から周辺に向かつて形成，発達することが知られている。したがつて，分布は泥炭地原野の中央部に限られている。東米里・幌向とも，泥炭の層厚はそれぞれ6.3 mおよび6.0 mで，ともに6m前後を示し，幌向では3.6～4.1 mの間に，層厚0.5 mの粘土層（こゝでは仮りに第1粘土層と呼ぶ）を挟む。なお東米里の測点近くに，北海道地下資源調査所で試掘された深度300 mの坑井があり，その資料によると6 m以深の粘土層は25 mの厚さを有し，その下の40 m附近にあるかなり厚い砂礫層が特徴的で，これが江別・幌向地区まで分布していることから，この砂礫層は冲積世と洪積世との境を示すものかもしれないとされている[1]。

3. 泥炭地の構成状態および気象

3.1 泥炭地の構成状態

1) 東米里は高位泥炭地であるが，低位泥炭地の境附近に位置している。表土は無機物を多く含み，その一部は火山灰によるもので，この火山灰は灰白色を示し，冲積世最新期における火山活動，すなわち樽前火山などに関係するものといわれている。泥炭層に関する植物景は，北海道農業試験場土性調査報告[2]によれば第1表aに示した植物から構成されている。

2) 幌向は高位泥炭地で，東米里と同様に表層に火山灰を含む。この地域は石狩川などの流路が迂曲して，流水が緩慢なため，融雪・降雨が長期にわたるときは，は

第1表a　東米里泥炭構成植物

深度 (cm)	層厚 (cm)	構成植物	土色	分解度
6.0	6.0	ホロムイスゲ・ミズゴケ	黒褐	やゝ
9.0	3.0	火山灰		
70.0	61.0	ホロムイスゲ・ミズゴケ（ツルゴケモモ・ヌマガヤを含む）	褐	〃
91.0	21.0	ホロムイスゲ・ミズゴケ（火山灰を含む）	〃	〃
182	91.0	ワタスゲ・ミズゴケ（ホロムイスゲ・ヌマガヤを含む）	赤褐	〃
273	91.0	ヌマガヤ・ホロムイスゲ・ミヅゴケ（ミカズキソウ・ヤチヤナギを含む）	褐	〃
357	84.0	ヨシ・ホロムイスゲ（ミズゴケ・ヤチヤナギを含む）	黒	〃
393+	36.0+	スゲ（ヨシ・ミヅゴケ・ヤチヤナギを含む）	黒褐	〃

第1表b　幌向泥炭構成植物

深度 (cm)	層厚 (cm)	構成植物	土色	分解度
115	115	ホロムイスゲ　上部火山灰を含む ミズゴケ　ウルゴケモモ・ヌマガヤを含む	褐	やゝ不良
182	67	ホロムイスゲ・ミズゴケ（ツルガケモモ・ヌマガヤを含む）	赤褐～褐色	〃
243	61	ワタスゲ・ミズゴケ（ホロムイスゲ・ウルコケモモを含む）	褐	〃
289	46	ヤチヤナギ・ミズゴケ・ホロムイスゲ	〃	〃
347	58	ホロムイスゲ・ミズゴケ（ツルゴケモモ・ヤチヤナギを含む）	〃	〃
365	18	ミズゴケ（ホロムイスゲ・ワタスゲ・ツルゴケモモ・ホロムイソウ・ヤチヤナギを含む）	〃	〃
395	30	ホロムイソウ・ミズゴケ（ホロムイスゲ・ヨシ・ツルゴケモモを含む）	〃	〃

ん濕を蒙むることが多く，したがつて幌向原野はその大部分が高位泥炭地をもつて形成され，周辺に幅狭い低位泥炭で囲まれている。

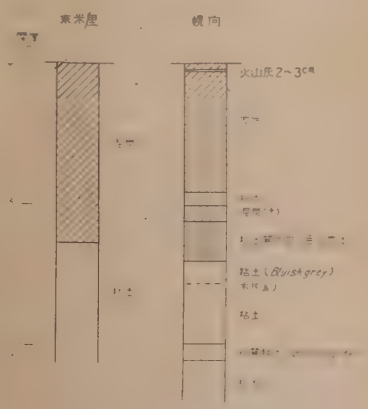
これらの植物景を同じく北海道農業試験場土性調査報告[3]により第1表bに示す。

しかしわれわれが試料を採取した場所は，3.6 m と 4.1 m に粘土層を有し，それ以下が泥炭土 註1) であつて，第1表bの各層厚と多少異なつているが，附近の柱状分布図もほとんど同じであることから，出現の順序はこれでさしつかえないと考える。

東米里・幌向の柱状図を第2図に示す。

3.2 気象

東米里・幌向測点附近の気候は，石狩平野低地地帯に位置しており，日本海面気象の特徴を示す。すなわち，道内各地に比較して，気温は一般に温暖で，年間気温平均値は 7.1°C である。またこの地方を通過する季節風は春季に著しい。年降水量は 1,000 mm を超し，夏季よりも秋季にかけて多雨・多湿となり，この時期は曇天



第2図　泥炭柱状図

日数が多い。

4. 試料採取および分析法

4.1 試料採取

4.1.1 泥炭の場合

泥炭試料はスパイラルボーリングによつた。目的の深度のものを，できるだけ純度よく採取するため，スパイラル・ビットに採取された泥炭のうち，表面および上部

註1　泥炭土とは主として多少腐食化した植物残体が自然に集積してできた土壌で，その有機物含量50%以上，20～50%を亜泥炭土としているが，農業試験場では20%以上を泥炭土としている。

第 2 表 a　東 米 里 泥 炭 地 下 水 現 地 観 測 値

深 度 (m)	測定月日 1956年	水温 (°C)	pH	Red. pot. (mV)	dis. (N_2+etc.) (cc/l)	dis. O_2 (cc/l)	Cl^- (mg/l)	Excess base (meq/l)	NH_4-N (mg/l)	Total CO_2 (mg/l)
0.35	8 月23日	16.9	—	—	13.7	4.08	—	0.00	0.67	77
	24	—	—	+187	13.3	3.57	3.1	0.00	0.72	82
	25	17.7	5.24	+232	13.2	3.83	4.8	0.00	1.11	55
	26	17.9	5.05	+236	12.9	4.12	5.1	0.00	0.67	77
0.60	8 月23日	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	24	—	—	—	—	—	6.4	0.00	1.26	(132)
	25	18.2	5.25	+194	13.7	3.97	6.8	0.00	1.30	88
	26	18.0	5.13	+198	15.7	2.80	7.4	0.00	1.20	97
1.00	8 月23日	—	—	—	—	—	8.5	0.14	1.35	(82)
	24	19.4	5.39	+175	23.8	0.33	8.1	0.00	1.57	132
	25	17.5	5.11	+170	23.4	0.14	8.4	0.08	1.87	143
	26	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2.00	8 月23日	16.8	—	—	25.6	0.34	8.5	0.24	1.10	187
	24	15.8	5.39	+168	19.5	0.57	8.1	0.04	1.24	154
	25	13.7	5.20	+225	23.2	0.27	8.4	0.06	1.26	130
	26	14.1	5.18	+205	22.3	0.33	8.6	0.04	1.14	142
4.50	8 月23日	—	—	—	38.9	0.21	59.7	0.54	3.40	220
	24	12.2	5.51	+118	47.2	0.58	56.2	0.56	3.42	(187)
	25	12.6	5.55	+155	44.6	0.58	57.0	0.56	3.34	253
	26	12.5	5.58	+151	42.7	0.37	57.5	0.52	3.38	258
6.30	8 月23日	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	24	—	6.20	+ 8.4	33.2	0.39	173	4.28	5.31	297
	25	—	6.23	+11.4	—	—	166	3.80	(4.66)	264
	26	12.8	6.32	+12.6	22.6	0.72	167	3.88	5.22	253

( ) 値は平均値算出の場合除外した

分析： 地質調査所・名古屋大学地球科学教室

半分 (約 15 cm) は途中の泥炭の恐れがあり破棄し，下部の内部のもののみ 20～30 cm 間隔で採取した。図表には一応この中心位置を深度位置として示したが，これらは平均値を意味することになる。この採取した泥炭はビニール袋に入れ，できるだけ早く 60～70°C で 2 日間乾燥を行なつた。

4.1.2 泥炭地下水の場合

泥炭地下水の採取法は，泥炭の観測報告[8] に詳しく述べてあるので詳細を省くが，各目的深度ごとに硬質塩化ビニールパイプ (径 2 吋) を挿入し，空気を遮断し，注射器で採水した。なお 0.25 m，0.35 m，0.5 m の各層は三角コートを逆に挿入し，注射器で採水した。この採水したものに，小サジ 1 杯の粉末硫酸銅を入れ，微生物の活動を抑制し，空気を遮断密栓したものを分析試料とした。

4.2 分 析 法

4.2.1 泥炭の分析

乾燥試料をできるだけ細かく乳鉢で粉砕，繊維質で粉砕の困難なものは，鋏で細断した後粉砕した。これを秤量瓶に入れ，60°C で乾燥，デシケーター中に放置，分析試料とした。

灼熱減量： 100°C 乾燥試料の 1,000°C，1 時間灼熱による減量を 100°C 乾燥試料に対する % で示した。

無機炭素： 水の全炭酸測定器[14] を使用し，硫酸を加え分解してできた炭酸ガスを水素で追い出し，水酸化バリウムに吸収，塩酸で滴定算出した。

有機炭素： 大部分小山忠四郎の湿式炭素測定法[6] によつた。試料にクロム酸銀 50 mg，重クロム酸カリ 0.3g，硫酸カリ 1 g を加え，加熱して分解し，有機・無機炭素を無機炭素測定の場合と同様，水酸化バリウムに吸収させ，塩酸で滴定算出した。この値は全炭素であるので，これから無機炭素を差し引き，有機炭素とした。なお一部は微量元素分析装置により行なつた (コアー中のやゝ炭化された泥炭については元素分析装置を採用した)。

無機窒素： 空気追出法による。試料に炭酸カリの飽和液と 10% 塩化カリ液とを各 10 cc 加え，空気で追い出し，約 0.1 N 硫酸に吸収させたものを一定量に希釈し，ネスラー試薬で比色定量した。NO_2^-，NO_3^- は地下水に認められないので考慮をしなかつた。

有機窒素： ケルダール法による。分解剤はセレン[15]，硫酸カリ[10] を使用した。この場合も炭素と同様，全窒素が測定されるので，無機窒素を差し引き，有機窒素を算出した。

4.2.2 泥炭地下水の分析

第2表 b　幌向泥炭地下水現地観測値

深度 (m)	測定月日 1957年	水温 (°C)	pH	Red. pot. (mV)	dis. (N_2+etc.) (cc/l)	dis. O_2 (cc/l)	Cl^- (mg/l)	Excess base (meq/l)	NH_4-N (mg/l)	Total CO_2 (mg/l)
0.25	8月15日	19.05	5.3				5.0	0.1～0.15	0.08	83.5
	16	18.4			13.2	1.20	6.4	〃	0.10	69
	17	—	5.52	+206	12.9	2.74	6.4	〃	0.08	
	18	—								
0.50	8月15日	19.05	5.2				5.4	0.1～0.15	0.14	89.5
	16	18.2			14.8	0.0	6.7	〃	0.18	134
	17	19.1	5.08	+168	15.7	0.07	6.8	〃	0.25	
	18	—								
1.00	8月15日	18.9	4.9		14.9	0.17	6.4	0.1～0.15	0.83	144
	16	17.9			15.4	0.17	6.5	〃	0.15	162
	17	18.5	4.87	+178	14.9	0.13	6.4		0.08	
	18	18.7								
1.88	8月15日	17.9	5.0		16.5	0.08	7.4	0.1～0.15	0.62	149
	16	16.3			17.6	0.14	7.1	〃	0.20	171
	17	17.0	4.75	+177	17.7	0.0	7.7	〃	0.28	
	18	16.7								
2.80	8月15日	14.4	5.0		22.3	0.14	7.4	0.1～0.15	1.2	185
	16	13.0			20.0	0.0	7.4	〃	1.3	194
	17	13.9	4.72	+159	22.5	0.0	8.3	〃	1.0	
	18	14.2								
3.60	8月15日	12.9	5.5		30.0	0.03	7.7	0.35	3.3	264
	16	11.5			28.3	0.13	7.8	0.33	4.7	346
	17	12.9	5.41	+55.2	27.4	0.14	8.5	0.33	4.7	339
	18	12.7								
4.10	8月15日	—	5.4		31.2	0.0	9.9	0.30	4.7	249
	16	11.9			28.0	0.10	8.5	0.33	6.0	260
	17	13.1			23.5	0.08	8.0	0.29	5.6	210
	18	13.0	5.51	+70.8	32.8	0.10	8.8	0.40	3.8	196
6.00	8月15日	—	6.05	—	23.8	0.0	9.3	0.65	5.4	271
	16	—	—	—	37.7	0.17	8.8	2.8	19.0	528
	17	12.1	6.03	−33.0	35.6	0.17	8.8	2.2	18.0	457
	18	12.5	6.02	−30.6	35.9	0.33				

分析：　地質調査所・名古屋大学地球科学教室

無機炭素：現地において分析した。分析法は水の全炭酸測定法により硫酸で分解，水素で追い出し，これを水酸化バリウムに吸収させ，N/20 規定塩酸で滴定算出した。なお一部微量拡散分析法[13]によつた。

有機炭素：試料に硫酸を加え，ウォーターバスで濃縮後，泥炭における場合と同様，湿式炭素測定法で測定した。この場合は，無機炭素は除かれているので差し引く必要はない。本分析では行なわなかつたが，揮発性有機物のある場合は，アルカリ性で減圧濃縮することが望ましい。

無機窒素：空気追出法によつた。無機炭素の場合と同様，現地で分析を行なつた。

有機窒素：有機炭素の場合と同様に，硫酸酸性で濃縮後，ケルダール法によつて分析した。前記同様，揮発性有機物のある場合は，アルカリ性で減圧濃縮が望ましい。

以上地下水の場合は，分析に先だち，試料を硫酸酸性にして硫酸銅を溶解した後，泥炭のごみを除くため，No. 3 ガラスフィルターを通し，静置の後，上澄液を使用した。

5．分析結果および考察

この研究に供した泥炭および泥炭地下水は，泥炭については東米里・幌向とも 1957 年 8 月に採泥したもので，泥炭地下水の方は東米里は 1956 年 8 月採水，分析し，幌向は 1957 年 8 月採水分析したものである。泥炭地下水は，東米里・幌向とも 4 日間の連続観測を行ない，均一性について試験した。観測成分は水温，pH，酸化還元電位，溶存ガス，dis O_2，Cl^-，Excess base，NH_4-N，Total CO_2，NO_3-N であつて，これらの値を第2表 a，b に示す。この成分の個々について，また相互関係および水溶性天然ガス鉱床地下水との関係は，本島公司により

詳細に報告されているので略し，とくに関係の深い水温，pH について簡単に述べる。

水温は東米里・幌向とも深度約 2.00 m までは 16.9～19.4 C で上下層間に温度の変化は認められない。2.00 m 以下は深部の 6.00 m まで次第に水温は下り，東米里・幌向とも 12°C 前後に降下している　このことから深度 2.00 m までは大気の気温，および降雨の影響を受けることがわかる　このことは溶存酸素などからも明らかに認められる。

pH は東米里・幌向とも下層に行くにしたがつてアルカリ性側に移行している　水温の場合と同様に，深度 2.00 m までは東米里では 5.0～5.4 で，幌向は深度 2.80 m まで 4.7～5.0 (深度 0.25 m で pH 5.5～5.3 は前日の降雨の影響によるものと思われる) と，やゝ東米里より酸性であるが，上下層間の変化はほとんど認められない。粘土直上の深度 6.00 m 前後では急激にアルカリ性側に移行している。これは表でみられるように Excess base, Total CO_2 の増加から当然のことである。

次に泥炭・泥炭地下水中の有機炭素・窒素について分析した結果について述べる。

5.1 泥炭有機物の垂直分布

泥炭の分析結果を深度別に東米里を第3表に幌向を第4表に示す。

各深度別に灼熱減量・無機炭素・有機炭素・無機窒素・有機窒素および有機炭素/有機窒素比を示した。これら

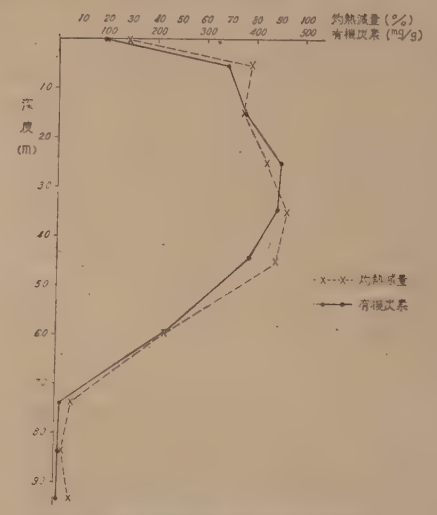
第3表　東米里泥炭炭素・窒素分析値

深度 (m)	灼熱減量 (%)	無機炭素 (mg/g)	有機炭素 (mg/g)	無機窒素 (mg/g)	有機窒素 (mg/g)	Org. C/ Org. N
表土	28.9	0.034	96.5	0.023	6.34	15.2
0.4～0.6	78.5	—	344	0.073	14.6	23.5
1.4～1.6	75.7	—	376	0.070	13.5	27.8
2.3～2.6	84.9	—	453	0.044	13.5	33.6
3.2～3.6	93.6	—	447	0.010	13.1	34.1
4.2～4.5	89.2	0.035	387	0.011	11.1	34.8
5.8～6.0	43.6	0.032	224	0.098	8.67	26.1
7.25～7.50	6.90	0.269	11.4	0.086	1.17	9.8
8.25～8.50	3.47	0.568	11.6	0.048	1.01	10.5
9.25～9.50	6.22	0.210	10.3	0.062	0.93	11.1

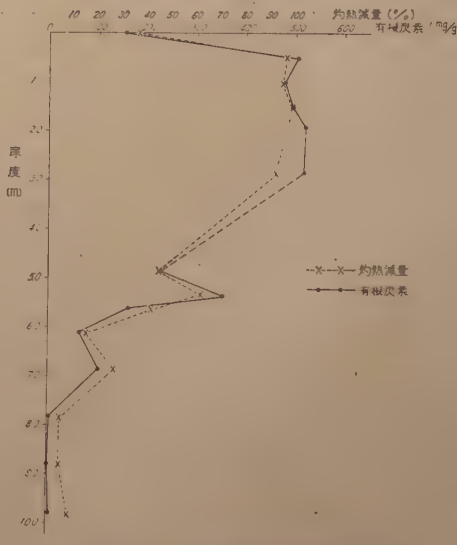
第4表　幌向泥炭炭素・窒素分析値

深度 (m)	灼熱減量 (%)	無機炭素 (mg/g)	有機炭素 (mg/g)	無機窒素 (mg/g)	有機窒素 (mg/g)	Org. C/ Org. N
表土	37.8	—	154	0.139	9.48	16.3
0.5	96.5	—	509	0.149	5.97	85.2
1.00	94.7	—	477	0.120	6.09	78.2
1.50	98.9	—	494	0.031	6.71	73.5
1.5～2.1	96.7	0.038	502	0.076	8.50	59.2
2.6～3.1	92.2	0.027	516	0.042	14.50	36.1
3.6～4.1	—	0.27	26.6	0.169	1.48	18.0
4.6～5.1	45.4	0.085	229	0.338	8.95	25.6
5.1～5.6	62.4	0.082	355	0.080	10.72	33.0
5.6～6.1*	42.0	0.099	162	0.063	9.99	16.2
5.6～6.1	15.8	0.101	64.0	0.062	4.26	15.0
6.5～7.1	27.4	0.029	105	0.055	5.39	19.5
7.6～8.1	5.50	0.068	6.45	0.023	1.48	4.35
8.6～9.1	5.13	0.145	4.06	0.024	0.872	4.66
9.6～10.1	8.75	0.108	7.08	0.029	1.24	5.72

* スパイラル・ピットにて採泥した場合，とくに上部のみ採取した



第3図　東米里泥炭灼熱減量と有機炭素の関係



第4図　幌向泥炭灼熱減量と有機炭素の関係

の分析値について，東米里・幌向の共通事項を説明する。

灼熱減量と有機炭素量は第3，4図に図示するように，東米里・幌向とも同じ傾向を示すことは，灼熱減量が有機物の大部分を表わすことから当然のことである。一般土壌における有機物と有機炭素量との関係は比較的多くの研究があり，有機炭素量の1.724倍が多くの資料により有機物の量とされている。泥炭の場合は，ほとんどが有機物そのものであるので，これらと比較することは適当と思われないが，泥炭では有機炭素量の2.0倍が灼熱減量となつているので，灼熱減量は大部分有機物とみなしてさしつかえない。

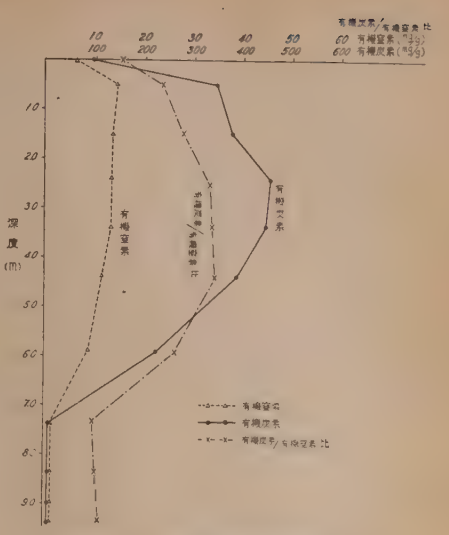
無機炭素は泥炭においてはすべて0.1% 以下で全炭素は有機炭素としてさしつかえない。粘土層においては無機炭素は10%を超すものもあり，無視することはできない。

無機窒素量は東米里の泥炭では0.1% 以下であるが，幌向の泥炭ではやゝ多く含まれ，4%近い数値を示すもの（第1粘土層直下の 4.6～5.1 m）がある。また幌向においては表土より 1.0 m までは，有機窒素量は東米里の半分に対し，無機窒素は2倍近くの値を示し，無機窒素を無視して炭素率を考えることはできない（第三紀層のガス鉱床におけるコーア中の無機窒素量は，しばしば有機窒素より多い場合があり，有機炭素/有機窒素比を考える場合にはとくに注意が必要である）。

有機炭素/有機窒素比 は灼熱減量の少ない泥炭，すなわち有機物の少ない 泥炭では第5，6図でみるように減少が著しい。これは一般泥炭について S.A. Waksman, K.R. Stevens らが下記のように 論証している。 高位泥炭に土砂が混入するときは，有機物の分解は早くなる。またこの分解はセルローズの大半とセミセルローズの一部が分解されて，粗蛋白質とリグニン腐植複合体のなかにとり入れられる。この傾向は下部の低位泥炭では一層はなはだしい。これらのことから 有機炭素/有機窒素比の減少を理解することができる。幌向の第1粘土層上部の泥炭は，無機物が少なく有機物が多いので，上記の理由でなく，低位泥炭への移行による減少と考える。

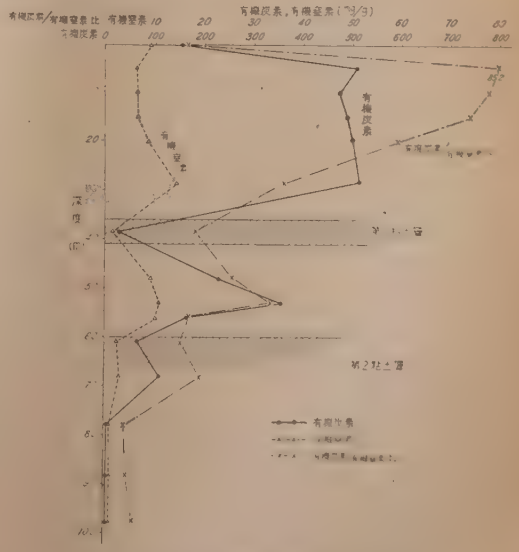
5.1.1　東米里泥炭有機物の垂直分布

東米里の泥炭分析値からこの値を第5図に図示する。表土においては，無機物が多く，有機炭素 96.5 mg/g，窒素 6.34 mg/g と少なく，大気とよく接していること，また無機物が多いため，分解が早く，したがつて有機炭素/有機窒素比の値も小さい。有機炭素は深度 2.3～2.6 m まで増加し，ここで最大値 453 mg/g を示し，以下次第に減少し，粘土層直上では 224 mg/g となり，粘土層では 10.3～11.6 mg/g と一定した値を示した。有機窒素は 1.4～3.6 m までは大きな変化なく，以下次第に減少し，



第5図　東米里泥炭有機物分布図

粘土層では 1 mg/g 前後となつた。有機炭素/有機窒素比は，有機窒素の変化が有機炭素に較べ小さいので，有機炭素と同様な傾向を示す。2.3～3.6 m 間で 34 の値を示し，ほとんど一定した値であるが，以下減少し，粘土直上では 26.1，粘土層では 7.25～7.50 m では 9.8，8.25～8.50 m では 10.5，9.25～9.50 m では 11.1 と 10 前後で他の現世代堆積物の値に一致した値を示した。筆者が浜名湖の底質の 有機炭素/有機窒素比 の垂直分布を調べた結果も，0～1.2 m までは 9.2～10.6 とよく一致している。したがつて，この粘土も一般湖沼における堆積環境と同様な環境で堆積されたものと考えられる。



第6図　幌向泥炭有機物分布図

第5表　北海道土壌の深度別 C/N 値

宗谷稚内			宗谷浜頓別			中川郡常盤村		
深度 (cm)	土質	C/N	深度 (cm)	土質	C/N	深度 (cm)	土質	C/N
4～13	植土	12.31	2～11	砂土	16.23	2～9	植土	13.75
13～42	〃	12.99	11～43	〃	13.10	9～19	粘質植土	9.87
42～68	重粘なる植土	9.27	43～61	〃	7.30	19～29	礫を含む植土	8.73
68以下	礫土	3.81	61以下	〃	4.62	29～63	〃	4.30
						63以下	礫土	3.19

5.1.2　幌向泥炭有機物の垂直分布

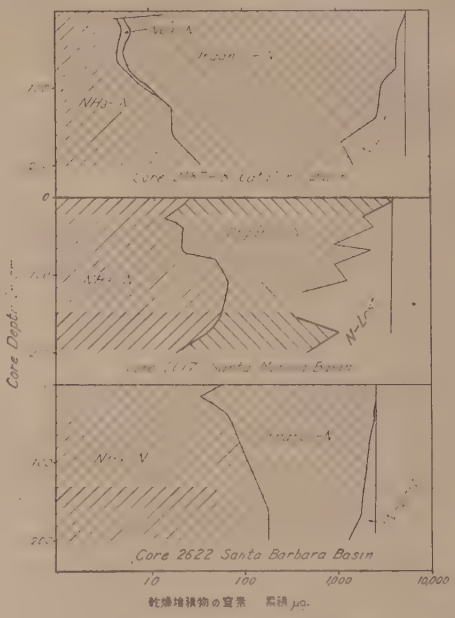
前記したように，幌向は高位泥炭の代表的なものと考えられる。有機炭素は0.5～3.1 m までは 500 mg/g 前後でほとんど一定した値を示し，東米里の最大値 453mg/g より 50 mg/g 多い。第1粘土層以下は粘土質泥炭となり，急激に有機炭素を減少する。5.1～5.6 m と 6.6～7.1 m では，やゝ増加を示したが，これは木片の認められた所で，原物質の差異によるものである。第1粘土層の有機炭素は 26.6 mg/g と非常に多く，第2粘土層は 4～6 mg/g で東米里の半分である。

有機窒素は高位泥炭の特徴で非常に少なく，0.5～1.5 m では 6 mg/g で東米里の半分の値である。これは高位泥炭は1％以下である[16]とされていることとよく一致している。2.6～3.1 m 以下で急に増加しているのは，高位泥炭より低位泥炭への移行と考えられる。前記植物景でも6層，7層でスゲ，ヨシが観察される。粘土層は 0.87～1.48 mg/g と東米里よりやゝ多い。

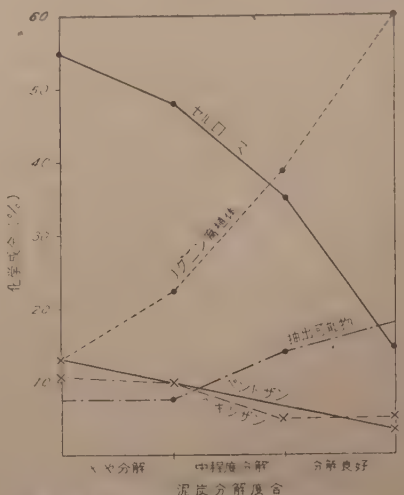
有機炭素/有機窒素比については，0.5 m では炭素が多く，窒素が少ないため最大値の 85.2 を示した。これ以深は減少し，第1粘土層直下では 36.1 と減じた。木片の認められた有機炭素量の異常場所は有機炭素/有機窒素の値も高い。第2粘土層直上では 15.0 と東米里より低く，分解が進んだ植土[註2]となつている。

第1粘土層においては有機炭素/有機窒素は 18.0 と，やゝ一般の粘土より高い。この粘土層は泥炭に上・下を挟まれた 0.5 m の層厚のもので，泥炭有機物の存在の下で堆積されたものと思われる。第2粘土層では有機炭素/有機窒素比は 4.3～5.7 と小さく，東米里で 10 前後であるのに対し，理解できない。しかし石塚喜明・佐々木清一らによつて，北海道の土壌の風化過程を深度別に研究された資料[9]から，その3例を第5表に示すと，C/N 比はいずれも表層より深度の増加とともに減少し，低部においては無機物の増加により 4～5 に減少している。これは幌向においては，第1粘土層以下の泥炭が，

註 2）植土とは，粘土 50％以上を含み，腐植有機物が多いが 20％以下であるものをいう。



第7図 a　Catalina basin, Santa Monica basin, Santa Barbara basin の NHa-N, NOa-N, Org-N の分布図



第7図 b　泥炭の分解度合と植物成分の関係図
(from Maliutin)

第6表a　東米里泥炭地下水炭素・窒素分析値

深度 (m)	無機炭素 (mg/l)	有機炭素 (mg/l)	全炭素 (mg/l)	無機窒素 (mg/l)	有機窒素 (mg/l)	全炭素 (mg/l)	Org. C/Org. N	無機炭素/有機炭素
0.35	15.0	40.5	65.5	1.11	3.62	4.73	11.2	0.370
0.60	24.0	51.3	75.3	1.30	4.44	5.74	11.5	0.468
1.00	39.1	52.8	91.9	1.87	4.56	6.43	11.6	0.741
2.00	35.4	45.6	81.0	1.56	5.20	6.76	8.8	0.777
4.50	69.1	14.2	83.3	3.34	3.42	6.76	4.2	4.87
6.30	72.2	4.59	76.8	4.66	5.84	10.50	0.8	15.73

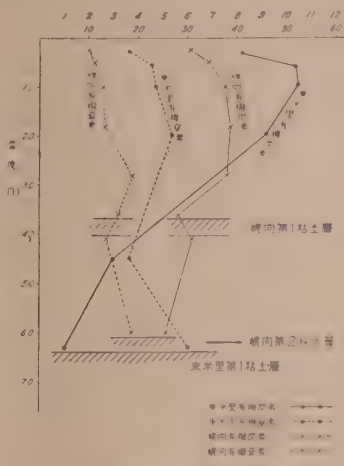
粘土質亜泥炭ないし植土となつていることから，上記の例に近い堆積状態であつたとすれば，粘土層の C/N 比の値が 4～5 であることは一応理解できる。

泥炭の下盤の粘土層について，東米里，幌向とも，上部より下部の 有機炭素/有機窒素値が 9.8～11.1 および 4.35～5.72 と，僅かであるが増加している。この粘土層の有機物の量が原物質の差異のためかきわめて不規則で，絶対値で比較することができないが，比較的堆積の均一な大洋の底質について，その窒素の変化を良く示したものに S. C. Rittenberg, K. O. Emery の Catalina basin, Santa Monica basin, Santa Barbara basin の NH_3-N, NO_3-N, 有機窒素の垂直変化を調べた研究がある[11]。この分布図を第7図aに示した。これにより明らかにいえることは，有機窒素は次第に深部に減少し，NH_3-N が増加する。この割合が有機炭素の減少より顕著であれば(メタンガスの発生が盛んでない場合)，当然有機炭素/有機窒素比の値は下層に大きくなることが考えられる。

以上は泥炭の炭素・窒素について述べたが，組成については今回は調べなかつた。いまきわめて簡単な泥炭の分解度合に対する成分の変化を S. A. Waksman が図示 (from Maliutin) しているので第7図bにこれを示す。これからわかることは，セルローズは一番早く分解し，リグニン，フミン質が増加している。また溶剤抽出可能成分が分解が進むと増加し，ペントザン・ヘキソザン(セミセルローズのうちで，加水分解によりペントーズ・ヘキソーズを生ずるもの) が減少している。これらは原植物により大いに相違するが，ごく一般的傾向を現わすものと考える。

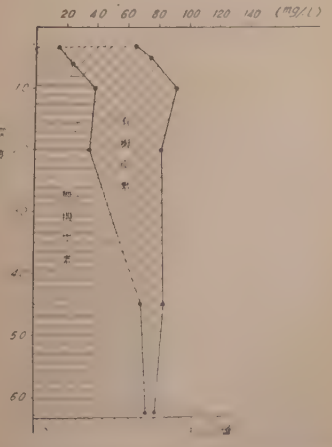
5.2　泥炭地下水の有機物の垂直分布

東米里・幌向における有機物の無機炭素・有機炭素・窒素・有機炭素/有機窒素・無機炭素/有機炭素比を第5，6表に示した。泥炭の場合と異なり，無機炭素・窒素は大部分が有機物から分解生成されたものと考えられるので，無機・有機相互の関係が重要である。無機炭素・窒素は下層にゆくにしたがつて増加するに対し，逆に有機炭素・窒素は下層に減少する。これは有機物の分解による結果である。しかし有機窒素は粘土層直上では常に増加する傾向を示す。



第8図　東米里と幌向における泥炭地下水中の有機炭素および有機窒素の垂直分布図

5.2.1　東米里泥炭地下水の有機物垂直分布



第9図　東米里泥炭地下水無機・有機炭素分布図

第 6 表 b　幌向泥炭地下水炭素窒素分析値

深　度 (m)	無機炭素 (mg/l)	有機炭素 (mg/l)	全炭素 (mg/l)	無機窒素 (mg/l)	有機窒素 (mg/l)	全窒素 (mg/l)	Org. C/Org. N	無機炭素/有機炭素
0.25	19.8	30.3	50.1	0.46	2.09	2.55	14.5	0.65
0.50	33.3	33.9	67.2	0.54	2.29	2.83	14.8	0.98
1.00	41.7	37.6	79.3	0.09	2.55	2.64	14.7	1.11
1.80	43.7	38.7	81.4	0.35	2.64	2.99	14.6	1.13
2.80	51.6	37.7	88.3	1.13	3.75	4.88	10.2	1.37
3.60	93.4	28.3	121.7	3.90	3.14	7.05	9.0	3.29
4.10	53.5	30.8	84.3	3.68	2.71	6.39	11.4	1.73
6.00	125	25.7	150.7	18.00	3.70	21.7	6.9	4.86

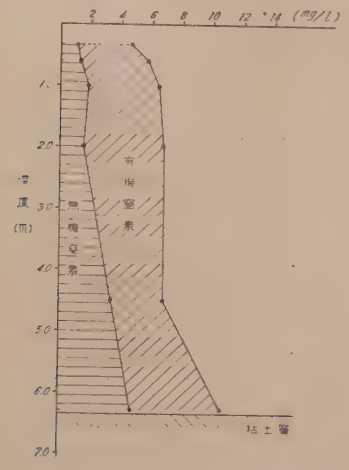
東米里泥炭地下水の有機物の分析結果は第 6 表 a および第 8 図に示した。

無機炭素は 0.35 m の 15.0 mg/*l* より最下層の 6.3 m で 72.2 mg/*l* と増加する。有機炭素は 40.5 mg/*l* より 4.59 mg/*l* と減少し，したがつて表層の 0.35 m を除いては全炭素は大きな変化がない。窒素についても 0.35m で 1.11 mg/*l* で，6.3 m では 4.66 mg/*l* と増加するが，有機窒素は最上部 0.35 m と最下部 6.3 m を除いては 4.4～5.2 mg/*l* で大きな変化なく，したがつて，全窒素も 5.7～6.7 mg/*l* と変化が少ない。前記したように粘土層の直上は，10.5 mg/*l* と急激に増加する。これは幌向の場合も同様で，粘土と大いに関係があり，粘土の吸着力によつて粘土表面に NH_3 を吸着し逸散させないためと考えられる。これらの関係を第 9，10 図に示した。分布図からみられるように，東米里における無機炭素・窒素の増加と，有機炭素・窒素の減少が大体平衡を保つていることは特殊な場合であつて，電解質（主として塩素イオン）の溶存量により，このような分布をしたと考える。この溶存塩による影響を，後述の抽出試験によつて検討した。

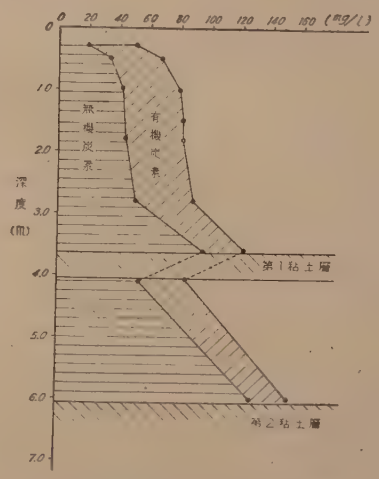
5.2.2　幌向泥炭地下水の有機物の垂直分布

幌向においては，前述のように，第 1 粘土層による好気・嫌気状態の変化を調べるのに重点がおかれた。分析結果は第 6 表 b に示した。これによると，炭素・窒素とも，第 1 粘土層上下で明らかに不連続を示している。この不連続は，ほかの溶存ガス成分[8]についても現われている。無機炭素については，第 1 粘土層の上部では，下層に僅かに増加するが，有機炭素の減少は，東米里ほど顕著でない。1～2 m では，ほとんど変化なく，したがつて全炭素は下層に増加する。第 1 粘土層の直上では無機炭素の増加が顕著であることは，窒素の場合と同様である。第 1 粘土層の下部の無機炭素の増加はとくに著しく，4.1 m と 6.3 m では 2 倍以上も増加している。

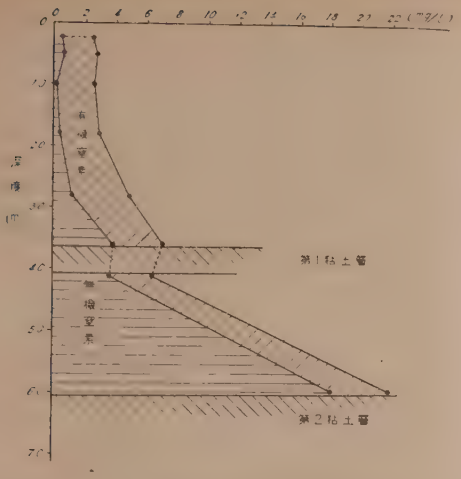
窒素については，泥炭の窒素が少ないため，上層では無機・有機窒素とも東米里の半分程度にすぎない。第 1 粘土層上下ではやはり不連続を示した。これらを第 11，12



第 10 図　東米里泥炭地下水無機・有機窒素分布図

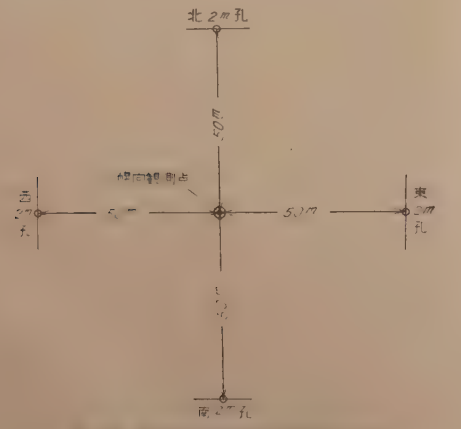


第 11 図　幌向泥炭地下水無機・有機炭素分布図



第12図　幌向泥炭地下水無機・有機窒素分布図

図に示した。炭素・窒素ともこの図から，不連続は丁度左にずらした形を示し，一見時代のずれを現わしているように認められるが，これは粘土層直上で常に異常値を示すことから，この直上の異常値を切り取ると，上部より延長した形となり，異常値とすることが妥当な考えのようである。第1粘土層下部の無機窒素の増加は，きわめて多く，4.1 m では 3.68 mg/l であるが，6.0 m では 18.00 mg/l と5倍程度増加している。したがつて，無機・有機炭素・窒素とも東米里の場合と異なり平衡していない。このようなメタン発生の盛んな場合は，水溶性有機物の分解が盛んで，有機炭素から無機炭素である CO_2 ガス，HCO_3^- への変化，また泥炭より地下水への水溶性有機物の溶解が繰り返されると考えられる。これ



第13図　幌向観測点附近試料採取点位置図

は地下水の溶存塩が東米里に比較して，きわめて少ないため，有機物の溶解が容易であるためで，このことは抽出試験結果 後述 から明らかである

第7表　幌向泥炭地地下水測点別炭素・窒素分析値

位置および深度 (m)	有機炭素 (mg/l)	無機窒素 (mg/l)	有機窒素 (mg/l)	Org. C/Org. N
東—2.00	37.2	0.39	2.93	13.1
西—2.00	34.2	0.17	2.49	13.8
南—2.00	28.2	0.28	2.06	13.7
北—2.00	34.2	0.37	2.57	13.3
中心 1.8	38.7	0.35	2.64	14.6
2.8	37.7	1.13	3.75	10.2

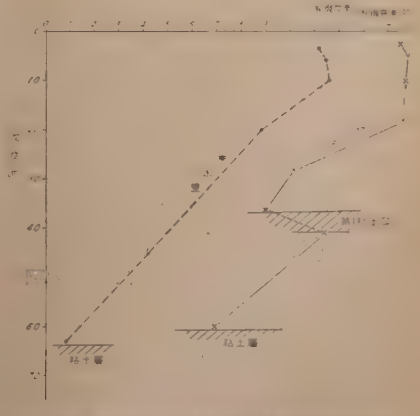
註 1）位置は第13図幌向観測点附近試料採取位置図参照のこと
2）各深度 2.00 m

5.2.3　幌向観測点附近の地下水有機物

幌向の観測点附近の地下水の平面的分布を調べる目的で，第13図に示すように，観測点を中心として東西南北に 50 m の距離を置き，深度 2 m で採水，有機物を分析した結果を第7表に示した。この表では南 2 m の地下水の有機物がやゝ少ないが，有機炭素/有機窒素比は 13.1～13.8 であつて分析精度で一致しており，変化が認められない。また観測点の 1.8 m 層が 14.6 mg/l で，2.8 m が 10.2 mg/l であることから，これらから 2 m 深度に換算（内挿）すると 13.7 mg/l となり，よく一致している。以上の結果から観測点附近の泥炭地下水は均一なものとみてさしつかえない。

5.3　泥炭地下水の有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比について

泥炭地下水中の有機物の有機炭素/有機窒素比および無機炭素/有機炭素比は有機物の分解過程をよく表わす。さきに緒論で述べたように，現世代堆積物の有機物の有機炭素/有機窒素比は，10 附近の値を示す。地下水中の有機物の炭素・窒素を分析した例は比較的少なく，小山忠四郎 註3)・板谷実平[5]・西条八束らによる 主として天



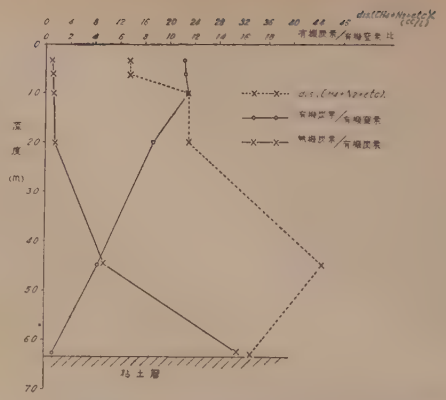
第14図　泥炭地下水有機炭素/有機窒素元素垂直分布図

然ガス附随水および湖沼の水の生産性の問題などのため，この方面で研究が進められているほかは，ほとんどない。これらの研究による C/N 値も，5～12 が多い。泥炭地下水の有機炭素/有機窒素比について第 6，7 表に値を示し，第 14 図に深度との関係を図示した。東米里の深度 0.35 m，0.60 m，1.00 m では 11.2～11.6 と 11 附近の値を示し，湖沼水における値に一致している。一方，幌向では深度 0.25 m，0.50 m，1.00 m，1.80 m では 14.5～14.8 と湖沼の値よりやゝ高い。これは幌向泥炭が，窒素含有の少ないため，これより溶出される有機物も窒素含有の少ないもので，したがつて 有機炭素/有機窒素比が大きな値になると考える。これらの深度以深は，第 14 図にみられるように，急激に減少した。東米里における 1 m 以深の有機炭素/有機窒素比は 4.5 m で 4.2，粘土層直上の 6.3 m では 1 以下の 0.8 と減少をしている。

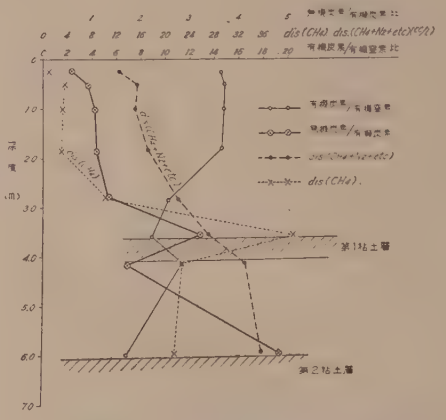
一方，幌向については，第 14 図にみられるように，傾向としては東米里と同様であるが，第 1 粘土層上・下で 9.0～11.4 と逆に増加し，6.3 m ではまた 6.9 と減少している。これは嫌気状態では好気状態よりも 有機炭素/有機窒素比の小さくなる方向の分解が遅れることを意味している。なお第 1 粘土層直下で 11.4 と，地下水と湖沼水における炭素率の平均値 10 前後の値にもどることは，興味ある現象である。幌向では東米里の値に対し，各深度とも大きな 値であることは，泥炭の 有機炭素/有機窒素比が高いこと，第 1 粘土層のあること，地下水の溶存塩の少ないこと，などに原因している。

第四紀天然ガス田における地下水中の有機物の分析値はきわめて少なく，僅かに名古屋大学の小山忠四郎による上諏訪ガス田ガス 附随水に 関する 分析値[註3)] がある (この調査は 1952 年に行なわれ，筆者も共同研究者として参加した)。この結果によれば，メタンガスを 多量に保有しているガス 附随水の 有機炭素/有機窒素比は，すべて 3 以下であるのに対し，ガスのない地下水の有機物は，すべて 3 以上の値を 示した。このことから 有機炭素/有機窒素比はメタンガスの 生成によつて 減少の方向に進むことが明らかに推定される。

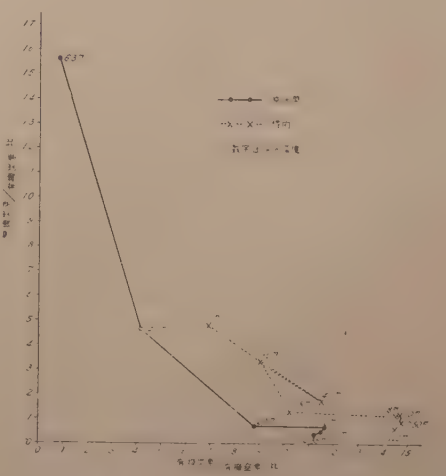
また地下水中の無機炭素が，大部分有機物から生成されたものと考え，有機炭素との 比をとり，第 6，7 表に示す。無機炭素/有機炭素比と有機炭素/有機窒素比との深度別分布図を第 15，16 図に示した。また縦軸に 無機炭素/有機炭素，横軸に有機炭素/有機窒素をとり図示すると第 17 図となる。この両者は 逆相関の 関係にある。幌向の場合は第 1 粘土層の上部 3.6 m から下部の 4.1 m



第 15 図　東米里泥炭地下水有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比と dis. (CH_4+N_2+etc)深度別関係図



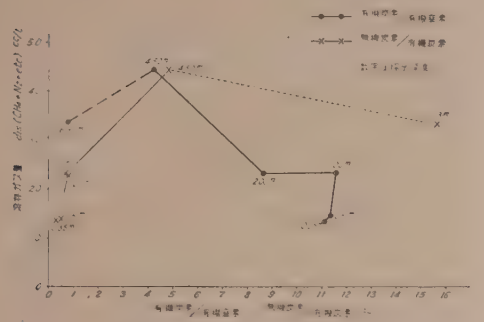
第 16 図　幌向泥炭地下水有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比と dis CH_4，dis (CH_4+N_2+etc)垂直分布図



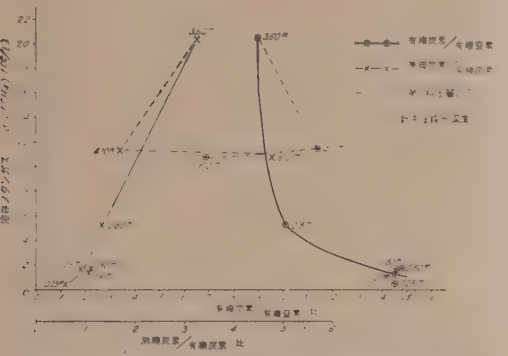
第 17 図　泥炭地下水の無機炭素/有機炭素比と有機炭素/有機窒素比との関係

註 3) 小山忠四郎：上諏訪ガス田ガス 附随水中の 有機炭素・有機窒素，名古屋大学未発表資料，1953

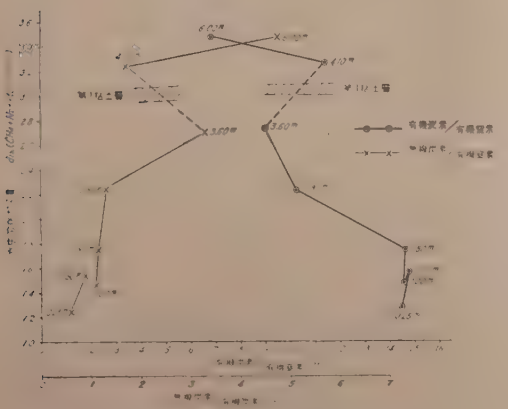
になると，逆に無機炭素/有機炭素は減少したが，その原因は第19図にみられるように，水中溶存ガスは増加しても，溶存メタンは 20.45 cc/l から 11.56 cc/l と半



第18図　東米里泥炭地下水溶存ガス量と，有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比関係図



第19図　幌向泥炭地下水溶存メタン量と，有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比関係図



第20図　幌向泥炭地下水溶存ガス量と有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比関係図

減しているためと考えられる。

泥炭地下水中の水中溶存ガス〔dis.（CH_4+N_2+etc.）〕および溶存メタンガス（dis. CH_4）を第8表に示す。メタンガス発生量を近似的に溶存ガスの増加量が現わすことができるので，溶存ガス量と有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素の関係を第17～20図に図示した。

東米里・幌向ともに 2，3 の例外を除き，溶存ガスの増加と有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比とが相関関係にあることがわかる。東米里における最深部 6.30 m は採水がきわめて困難な所で，採水時の強い吸引が溶存ガス量減少の原因と考えられる。この原因については，第2表aでみられるように，溶存ガス量の測定値が 33.2 cc/l，22.6 cc/l と，2回の結果が開いていることからも考察される。幌向においては 4.1 m の第1粘土層直下の値を除くと，比較的よい相関関係を示している。幌向の溶存メタンガスについて有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比の関係を第19図に示す。この図では第1粘土層上部においては，溶存メタンの増加と密接な関係を示し，とくに無機炭素/有機炭素比との間には，よい相関関係を示している。第1粘土層以下はメタンガスの拡散のためか，溶存メタン量は平均化され，溶存メタン量と炭素率，無機炭素/有機炭素比との関係は示さない。

以上のことから，ごく常識的な考察をするなら，有機炭素はメタン醗酵によつて，メタンおよび炭酸ガスに変化して，炭素は消費され，窒素はアンモニヤ，窒素ガスに変わるが，炭素量の消費の方が大きいため有機炭素/有機窒素の減少，および無機炭素/有機炭素の増加となつて現われると考える。

6. 泥炭の抽出試験

東米里と幌向の泥炭地下水中に存在する有機物組成の垂直分布に，大きな相違があるのは，第8表にみるような溶存塩の影響が大いに関係していると考え，泥炭を蒸溜水，100 mg/l Na^+，300 mg/l Na^+，1,000 mg/l Na^+，各濃度の食塩水で抽出試験を行ない，抽出水中の有機炭素，窒素量，有機炭素/無機窒素比を検討した。この場合は，嫌気的条件のもとで抽出試験を行なつていないから，塩類の影響も一面的な結果を与えるものと考えるが，抽出の比較値を検討する場合にはさしつかえないと思われる

6.1 抽出条件

抽出試験には，幌向の深度 0.5 m 層から採取した泥炭 50 g（含水率 15.24%）を，抽出液として蒸溜水および食塩水で，その濃度がそれぞれ 100 mg/l Na^+，300 mg/l Na^+，1,000 mg/l Na^+ の抽出液を使用した。

泥炭と各抽出液を良く混合し，1昼夜放置後遠心分離器で 3,000 回転/min で泥炭を分離，上澄液 250 cc を

第 8 表 深度別有機炭素/有機窒素，無機炭素/有機炭素比および溶存ガス〔dis. (CH_4+N_2+etc.)〕量

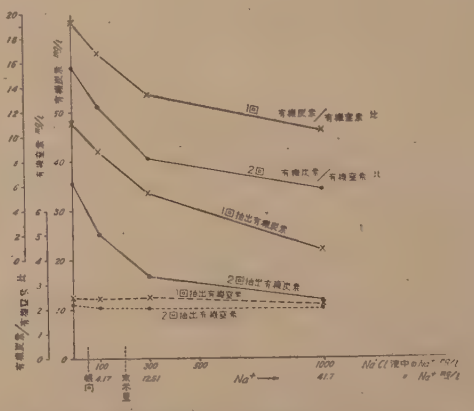
	深度 (m)	有機炭素/有機窒素比	無機窒素/有機炭素比	dis. (CH_4+N_2+etc.)* (cc/l)	dis. (CH_4)* (cc/l)
東米里	0.35	11.2	0.370	13.2	
	0.50	11.5	0.468	13.7	
	1.00	11.6	0.741	23.4	
	2.00	8.8	0.777	23.2	
	4.50	4.2	4.87	44.6	
	6.30	0.8	15.73	33.2	
幌向	0.25	14.5	0.65	12.9	0.41
	0.50	14.8	0.98	15.7	1.94
	1.00	14.7	1.11	14.9	1.61
	1.80	14.6	1.13	17.7	1.72
	2.80	10.2	1.37	22.5	5.22
	3.60	9.0	3.29	27.4	20.45
	4.50	11.4	1.73	32.8	11.56
	6.00	6.9	4.86	35.9	10.81

* dis. (CH_4+N_2+etc.), dis. (CH_4) 分析値は名古屋大学中井信之による質量分析値

第 9 表 泥炭抽出試験結果

	NaCl 液 Na^+ 濃度 (mg/l)	有機炭素 (mg/l)	無機窒素 (mg/l)	有機窒素 (mg/l)	Org. C/ Org. N
第 1 回抽出試験	蒸溜水	47.8	1.30	2.48	19.3
	100	42.1	1.91	2.50	16.8
	300	33.8	1.91	2.52	13.4
	1000	21.9	1.94	2.10	10.4
第 2 回抽出試験	蒸溜水	35.5	0.79	2.26	15.7
	100	25.1	0.83	2.02	12.4
	300	16.6	0.84	2.03	8.2
	1000	11.8	0.80	2.05	5.7

試 料 幌向深度 0.5 m，泥炭 50 g，含水率 15.24%
抽出条件 蒸溜水，各食塩水 400 cc を加え攪拌，1 昼夜放置



第 21 図 泥炭抽出試験 NaCl 液濃度変化による抽出結果

取り，炭素・窒素を前記の方法で分析した。2 回目の抽出は，1 回目の抽出した試料に新しい抽出液 250 cc を加え混合，以下同一法で分析した。

東米里の深度 6.3 m の地下水は 195 mg/l Na^+ に相当し，幌向の 6.0 m の地下水は 6.3 mg/l Na^+ に相当する。

6.2 抽出結果

抽出結果を第 9 表および第 21 図に図示した。

1) 有機炭素は抽出液の塩(食塩)の増加とともに減少この減少は 300 mg/l Na^+ までは急激で，これ以上の濃度では減少率は小さい。

2) 有機窒素の変化は 300 mg/l Na^+ 液まで変化せず，1,000 mg/l Na^+ 液で始めて僅かに減少した。

3) 有機炭素/有機窒素比は，したがつて有機炭素と同様に，溶存塩の増加とともに減少した

4) 2 回目の抽出は，1 回目の抽出と同様な傾向を示し，抽出された有機炭素・窒素とも絶対値は減少し，有機炭素・有機炭素/有機窒素比は溶存塩の増加とともに減少した。

6.3 考 察

1) 東米里の地下水の有機炭素が，幌向に較べて下層で急激に減少すること，および有機炭素/有機窒素比が

第10表　泥炭地下水深度別陰イオン量

	深　度 (m)	Cl^- (meq/l)	$Cl^-+HCO_3^-$ (meq/l)
東米里	0.35	0.135	0.135
	0.60	0.192	0.192
	1.00	0.228	0.228
	2.00	0.238	0.244
	4.50	1.62	0.218
	6.30	4.67	8.47
幌　向	0.25	0.180	0.280
	0.50	0.186	0.286
	1.00	0.180	0.280
	1.80	0.208	0.308
	2.80	0.211	0.311
	3.60	0.225	0.565
	4.10	0.245	0.585
	6.00	0.35	2.75

幌向に較べて一般に低いことは，溶存塩の相違（第10表）が1つの原因をしていると考察される。

2)　1回と2回の抽出のうち，2回目の抽出試験の値が，有機炭素・窒素および有機炭素/有機窒素比とも，幌向の上層の実際の分析値（第6表 b）に近い値であることは，自然の地下水中の有機物も，抽出と同じ状態で溶解されたと理解される。

なお小穴進也による浜名湖底質の抽出試験[9]によれば，Cl^- の減少とともに C/N 比は減少し，逆の結果が報告されているが，これは抽出試料が一方は数%の有機物含有底質であるのに対し，泥炭試料はほとんどが有機物であること，および抽出回数の影響が逆の結果を生じたと考えられる。筆者が幌向深度 6.6～7.1 m の粘土質泥炭（灼熱減量 27.4%）について抽出した値も Cl^- の減少により C/N 比が僅かに減少を示した。

以上述べた現象は，有機物の組成的研究によらなければ解明できないと考えるが，例えば，有機物のなかでも，蛋白質のうち，粒状蛋白質（繊維状蛋白質と区別）はその水溶液中に含まれている無機塩の濃度（この場合，相当高濃度）によつて，溶解したり，沈殿したりすることなどによる組成的変化が，抽出結果に現われると思われる。

7. 結　言

以上の結果から，次のようなことがいえる。

1)　泥炭の灼熱減量は有機炭素の2.0倍であつて，一般土壌における有機物量を表わすのに使用されている有機炭素量の1.724倍の値よりは，僅かに高い値を示したが，ほとんど有機物量を表わすものとしてよい。

2)　無機物を含まない泥炭ほど分解はおそく，無機物の増加とともに分解は進み，したがつて有機炭素/有機窒素比は減少する。この分解は他の現世代堆積物の有機炭素/有機窒素比の平均値である10に近づくことは，前記概論に述べたように，おもに微生物の活動によるものである。

3)　地下水中の有機物のうち，有機炭素・有機窒素は泥炭の深度に伴ない減少し，無機炭素・窒素は増加した。とくに粘土層直上における無機窒素の増加は顕著である。

4)　地下水中の有機物の有機炭素/有機窒素比は，上層部では11～15の値で，湖沼水などの6～11の値よりやや高い。これは有機物の地下水への供給源としての泥炭が，高い比をもつた有機物のためで，分解が進むと有機炭素/有機窒素比は減少する。この場合の分解では，有機物はメタンガス，炭酸ガス，アンモニヤおよび窒素ガスなどの無機物に変化し，有機炭素/有機窒素比と無機炭素/有機炭素比とは溶存ガスおよび溶存メタンとの間に相関関係を有し，メタン醗酵によつて，有機炭素/有機窒素比は減少し，無機炭素/有機炭素比は増加する。

5)　泥炭に対する抽出試験の結果，有機物の水への溶解は，その水の電解質の量により，量および組成が変化し，電解質の増加とともに有機物の溶解量は減少し，有機炭素/有機窒素比は減少した。泥炭上層部の地下水中の有機物の量および質は，抽出2回目の値に近く，泥炭地下水中の有機物も，抽出と同様な機構の下で溶解されたと考えられる。

これらの結果は，第四紀水溶型天然ガス鉱床に対する地化学調査のための，新しい技術への応用，ならびに炭化水素鉱床における有機物研究の重要な基礎資料となつた

（昭和33年10月稿）

文　献

1) 北海道地下資源調査所：5万分の1地質図幅札幌および同説明書，小山内熙・杉本良也・北川芳男調査，1956
2) 北海道農業試験場：北海道農業試験場土性調査報告，第1編，1950
3) 北海道農業試験場：北海道農業試験場土性調査報告，第4編，1954
4) 石塚喜明・佐々木清一：北海道における土壌の風化過程に就て，日本土壌肥料学雑誌，Vol. 21, No. 1, 1947；Vol. 23, No. 1, 1949
5) 板谷実平：新潟市内天然ガス附随水の化学的研究（第1～3報），日本化学会誌，Vol. 78, No. 4, 1957

6) 小山忠四郎・菅原 健：化合状炭素の湿式微量定量法，化学の研究，第3集，1948
7) 本島公司・牧 真一：汽水域の研究 I，浜名湖の地球化学的研究，地質調査所報告，No. 178，1958
8) 本島公司：天然ガス鉱床の成因的研究，地質調査所報告，No. 183，1959
9) 小穴進也：汽水域の研究 II，浜名湖底質の間隙水化学成分と有機および無機物の溶出機構について，地質調査所報告，No. 179，1958
10) 大政正隆：セレンを触媒とするケルダール窒素定量法の改良，日本土壌肥料学雑誌，Vol. 11，No. 2，1937
11) Rittenberg, S. C., K. O. Emery & Wilson L. Orr.: Regeneration of nutrients in sediments of marine basins, Deep-sea Research, Vol. 3, No. 1, 1955
12) 西条八束：湖沼における物質代謝の化学的研究，(第1～4報)，日本化学会誌，Vol. 77，No. 6，1956
13) 猿橋勝子：微量拡散分析法，分析化学，Vol. 4，No. 5，1955
14) 菅原 健・山崎一雄：基礎定量分析，朝倉書店，1956
15) 内山修男：肥料中の全窒素定量に於ける接触剤としてセレンの使用に就て，日本土壌肥料学雑誌，Vol. 7，1933
16) Waksman, A.: Soil Microbiology, p. 134, 1952

550.37 : 551.49

地 層 水 の 比 抵 抗

岩石比抵抗 その1

小 野 吉 彦*

Various Problems on the Resistivity of Formation Water (Rock Resistivity 1)

by
Yoshihiko Ono

Abstract

In this report, various problems on the resistivity of groundwater or formation water which plays an important role in conductivity of rock are discussed from standpoint of applied geophysics.

Firstly, the significance for the occurrence of groundwater in electrical prospecting is discussed briefly, and nextly the effects of various factors on the resistivity of formation water are considered in detail.

In fossil water, the concentration of dissolved salt (NaCl) can profoundly affect the resistivity of water, but the composition effect is not so important as in fresh water. Temperature produces also great influence on the fossil water resistivity, but produces no material influence on the shallow groundwater. The pressure effect may be generally neglected in this case.

In electrical log interpretation, these factors have been considerably studied. In this report specially, the composition effects of the fresh water resistivity are considered in detail.

1) Relative contributions of important ions to water conductivity or conversion factors from their concentration to NaCl concentrations are approximately calculated.

2) Fresh water resistivity ρ is expressed in the next form

$$\rho = \frac{m}{\sum \frac{mi}{\rho i}} \quad ,$$

where ρi is resistivity of each salt (dissolved in a given fresh water) which has so-called "concentration in normality" equal to the total electrolyte "concentration in normality" m, and also mi is "concentration in normality" which each salt actually holds in that water.

Finally, possibility of applying information of groundwater resistivity to geological problems is considered.

要 旨

岩石比抵抗の知識を地質調査にもつととり入れるためには，その比抵抗と地質との関連性についての知識が必要である。電気検層の量的解釈技術の進歩は，この問題に関するいろいろな知識をわれわれに与えてくれたけれども，もつと広い分野への適用という点を考えれば，まだ未解決の問題がたくさんあるように思われる。

筆者はこの報告では，岩石比抵抗に最も重要な貢献をする地層水(地下水)の比抵抗について，応用地球物理学的観点から，いろいろな考察を行なつてみた。

まず，地下水が電気探査でどのような役割りを演ずるかを概念的に論じ，次いで，それらの水，いわば地質的制約を受けて存在している水の，比抵抗を支配する諸因子について考察した。一般的には水の比抵抗はいろいろな因子の影響を受けることが考えられるけれども，実際には水がおかれている地質的環境に制約されて，そのなかでは，特定の少数因子が重要性を有するにすぎないことが多い。電気検層解釈では主として化石水が研究対象となつており，それの比抵抗についての詳細な研究報告が発表されており，実際に量的解釈にこれらの知識が導入されているけれども，淡水帯の電気検層の適用は，まだ試験段階の域をでない。そこで，淡水の比抵抗にとくに重点をおいて考察を行なつた。

各イオンの水比抵抗に対する貢献について近似的に計算を行ない，NaCl 等価量の換算係数を算出し，また，稀薄溶液において実験的に認められている事実から，淡水の比抵抗 ρ は次の式によつて計算されることを知つた。

* 物理探査部

$$\rho = \frac{m}{\sum \frac{mi}{\rho i}}$$

こゝに ρi は与えられた淡水中に含まれる全電解質の全規定度 m に等しい規定度で，各成分電解質が示す淡水比抵抗であり，mi はその成分が実際有する濃度（規定度）である。したがつて，各成分塩の分析値が得られれば，計算から水の比抵抗を求めることも可能であるし，もし，イオン濃度と固形物総量との間に一定の相関が得られるならば，水の比抵抗から逆に近似的に分析を行ないうる可能性を有する。

最後にこれらの結果に基づいて，水比抵抗の広い応用性を論じている。

1. 緒　言

最近，電気検層技術の発展に伴なつて，岩石の電気的性質を組織的に研究しようとする機運が高まつてきている。電気検層がいわば石油開発の申し子であり，これまでの岩石比抵抗の研究の主目的が，油層の比抵抗とその地質的諸特性との間の関係を法則化し，電気検層資料の量的解釈に応用することにあることに思いをいたせば，岩石比抵抗の研究を，電気検層技術と切り離して論ずることは不可能に近い。しかしながら，油層の問題に限定することなく，もつと一般的に，岩石の比抵抗の内蔵する諸問題を整理し，解決を計ることによつて，岩石比抵抗の知識の新しい応用の仕方が生れでる可能性は充分あると考えられる。もしそれがたとえ充分ではないとしても，電気検層の新分野への適用において，岩石比抵抗の系統的知識は，その適用範囲の拡大や，量的解釈の精度の向上に役立つと同時に，巨視的対象を扱う地表の電気探査に対してさえも，重要な貢献を行なうことは充分予測されるところである。

本報文においては，岩石比抵抗に重要な役割りを演じている，間隙水の比抵抗に関する諸問題を考察するものである。

2. 岩石比抵抗を支配する因子

岩石の導電性を支配する因子は，大別すると次のようなものである。

(1) 岩石を構成する物質の比抵抗
(2) 岩石の固体組織の大いさと形状
(3) 粘土の存否とその量
(4) 岩石の空隙を占有する液体の比抵抗
(5) 液体の飽和度と空隙内における配置

もし，岩石が導電性鉱物で構成されて，しかも空隙を全く有しないか，空隙内に導電性溶液を全然含有しないならば，岩石比抵抗は構成鉱物の比抵抗と，その配列の仕方によつて決定される。換言すれば，岩石の組織だけの函数となるはずである。しかるに周知のように，岩石の主要鉱物は一般に絶縁体となされうるほどの高比抵抗値を有している。たとえば乾燥状態にある石英は少なくとも $10^{10}\Omega$-m 以上の値を示す。それゆえ，乾燥した岩石の比抵抗はその造岩鉱物の比抵抗とほゞ同程度の値を示すことが期待され，実測値もこれをうらがきしている。ところが，天然の状態，つまり現場での測定値はずつと低い値を示し（高比抵抗値といわれるものでも $10^5\Omega$-mを超えることはまれである）。しかも数桁に及ぶ広い範囲にわたつて変動している。特殊な例外は別として，金属鉱床では直接鉱石が重要な役割を果しているし，砂鉄が砂中に含まれている場合は，その影響が少なからず示される。また粘土は乾燥状態では絶縁体であるけれども，水分を含んでいるときは導電性粒子が存在するのと同様な働きをする。

造岩鉱物が岩石の導電性に寄与することはほとんどまれで，その主導権を握つているのは岩石中の間隙水である。そして，その変動の要因は間隙水の比抵抗と含水量である。

定性的には，間隙水の比抵抗が低いほど，含水量が大きいほど，あるいは，水が空隙を飽和していれば，孔隙率の大きいほど，岩石比抵抗は小さくなる[12)18)]。

つまり鉱物粒子の岩石比抵抗に与える影響は二次的なものであり，導電性を妨げる絶縁性固体組織といういわば消極的な意味での貢献にすぎない。しかし，この消極的貢献が数式にとり入れられ[1)]，地質と比抵抗との橋渡しの役割りを演ずるに至つて，電気検層の解釈技術はすばらしい発展の第一歩を踏み出したのであるが[19)]，地表探査においても，このような諸関係を充分理解しておくことは，データ解釈に必要なことと思われる。

現在，諸外国では，地層の比抵抗に対する粘土の影響について，研究が集中的になされており，含粘土質帯油層の電気検層の量的解釈も可能となつてきた[4)9)20)]。

3. 天然における水のあり方とそれの電気探査において果たす役割

岩石の導電性に重要な役割を演じている間隙水は，それぞれ地質的制約の下に存在しており，水比抵抗もそれに伴なつていろいろな因子の影響を受けるわけである。最初に天然における水のあり方を概観し，併わせて，その水が電気探査の適用にどのような役柄を果してきたか考察してみよう。

地下水は水理地質学の教科書の解くところによれば，第1表のように分類される[14)]。そのうち，水理地質学的研究がまだ充分なされていない鉱化水，処女水および裂

第1表　地下水の分類（I）

- 地下水
  - 循環水
    - 吸着水
    - 被膜水
    - 毛管水
    - 重力水
      - 層状水
        - 自由面地下水（浅層地下水）
        - 被圧面地下水（深層地下水）
      - 裂罅水
  - 化石水
  - 処女水
  - 鉱化水

罅水を除いて岩石の比抵抗の研究という観点に立つて，第2表のように整理してみよう。

第2表　地下水の分類（II）

I	酸化帯	吸着水・毛管水等
II	淡水飽和帯	浅層地下水 / 深層地下水
III	塩水飽和帯	化石水

酸化帯は気候の影響を最もよく受け，水の状態は気象条件によつて左右されやすい。さらに，表層を形成する土壌の性質は複雑多岐にわたり，電気探査における重要性の小さいことも手伝つて，酸化帯における比抵抗の問題は，あまり研究されていないように見受けられる。地表の比抵抗探査を実施するうえで，この帯域は次のことがらによつて影響を与える。

(1)　接地条件

(2)　表層効果

接地の良否が測定結果に影響を与えることが当然考えられる。接地抵抗は理論的には電極の形状と周囲の土壌の比抵抗とによつて左右されるが，実際には，そのほか，電極と土壌との密着の度合にもよる。例えば粘土質の土壌では密着性が良好であるのに反し，砂質土壌ではずつと悪くなる。一般に，土壌の水分はその比抵抗および密着性に影響を与える。

また，土質の不均質と含水量の多少によつて生ずる表層の比抵抗分布が複雑なことと，浅所の物質ほど，地表の比抵抗曲線に大きな影響を与えることから，絶対的厚度が小さいにもかゝわらず，深部の探査対象の徴候を遮蔽することがある。自由地下水面が浅い場合には，毛管水がこの帯域の比抵抗に及ぼす効果は大きい。地下水面に達するまで，水分は深さとともに増加し，したがつて，土壌の比抵抗は減少することが多い。この減少の仕方については，なんらの報告もないけれども，これが比抵抗曲線の解析精度にひゞくというので，土壌比抵抗が深さとともに，連続的に変化する場合の比抵抗曲線が，若干計算されている[10)15)]。深部を対象にした探査では，上層を適当な等価層におきかえて解析することが多く，これらの変動は大して問題にするには及ばないが，10数mの深さのものを対象にする場合には，多少の影響を与えるようである。要するに，酸化帯が比抵抗探査で占める役割は積極的なものでなく，妨害的なものであるといえよう。

酸化帯が電気探査において重要性に欠けるのに対し，飽和帯はしばしば探査の対象となる。浅層地下水は気象条件によつても影響されるほか，そのあり方については地質および地形の両者の影響を同時に受ける。浅層地下水の上限を形成する自由地下水面は，必ずしも帯水可能層の形状を表わさない。このことは浅層地下水の電気探査にあたつて重要なことがらである。垂直探査の解析から得られる境界は，原理的には帯水層（帯水可能層）の上限でなく，自由地下水面であり，したがつて，固定的なものではない。実際には解析精度の関係から，自由地下水面と帯水層の上限とのいずれとも区別つかないことがしばしばある。筆者の経験によれば，豪雨の前後で測定した結果に明瞭な差が認められた。これは，降雨による地下水面の上昇によるものである。ことに小規模な宙水性の帯水層の場合に著しい。

また，他の対象の水平探査で，地形の影響を考慮せねばならない時，いわゆる幾何学的地形効果，いわゆる，岩質の差から生じた地形効果のほかに，地下水面の形状に由来する見掛けの地形効果が比抵抗曲線に入つてくる点でも重要なことである。

Heiland は帯水層と上下層との関係によつていろいろな型の比抵抗曲線が得られることを模式図で示している[9)]。帯水層の徴候は，上層および下層と帯水層との関係により，必ずしも一定の形で現われるわけではないので，予想される帯水層の規模，厚さ，周囲の地質条件等を勘案して探査を行なわないと，全く逆の結論を招くことさえありうる。

一方，深層地下水，すなわち，被圧面地下水の上限は帯水層の上限と一致する。したがつて，地表の測定曲線に反映するに足る厚さと，上下層との間の比抵抗差を有するならば，原理的には解析から帯水層をとらえることが可能である。しかし，実際には，個々の帯水層の相対厚度（被覆全層の厚さに対する帯水層の厚さの比）が1より小さいのが普通である[16)]。多くの場合多少の比抵抗差があつたとしても，特定の帯水層を検知することは困難で，電気探査から判読できるものは帯水層群（もしくは，不透水層群）であつて，個々の帯水層ではない。

深層地下水の水量，水質が気候・気象条件によつて左右される度合は深さとともに減少し，大量の水が集水で

きる点等から，工業用水や農業用水として利用されることも多いので，電気探査あるいは電気検層の利用をもつと考える必要があろう。

さて，これまで述べてきた地下水は循環水で，特殊な地域を除いて，淡水であり，その比抵抗も高く数 10 Ω-m 以上の値を示す

ところで，化石水は堆積時に地層内に閉じこめられた古い時代の塩水で，場合によつては海水よりも濃度が高く，比抵抗はきわめて低い。さらに，一般に深所に存在するため，地温上昇の影響を受けて比抵抗は常温の値より低くなる。油層の電気検層の量的解釈を可能とした理由の 1 つは，この塩水の存在に負うところが大である。もし，淡水であつたならば，多分，現在のような成功を収めるに至らなかつたであろう。

地層の多少の緻密化にもかゝわらず，化石水の低比抵抗は，一般に，地層の比抵抗を減少する。この低比抵抗は，化石水帯水層群の上限，もしくは基盤のもつと緻密質岩石の深度および形状を地表探査から求めることに利用できるであろう。わが国においては，それほどの深部探査は施行されていないが，本所では大島において最大電流電極間隔 2～300 cm に及ぶ垂直探査法を試験的に行なつたが[1]，これはおそらくわが国でこれまで実施された最大の深部探査であろう。ヨーロッパ諸国，ことに仏・ソ両国では，電気探査が地震探査とならんで，あるいはその補助として，石油探査に利用され，かなりの成功を収めている。

4. 水の比抵抗に影響する諸要因

前節では，水の "あり方" とその差異が，電気探査にどのような形で結びつきうるかについて，きわめて概念的に述べた。この節では，それぞれ区分された水が，その地質的制約の下で受ける各種の因子の影響について考察してみよう。

水の比抵抗を，それに関係すると思われる種々の因子の函数として，簡単な数式で表わしうるならば，実用上，すこぶる有用である。しかし，これを一般的に取扱うことは困難であるので，それぞれの環境に応じた函数関係を研究してゆく方が実際的であろう。

普通，水の比抵抗を左右する因子として，組成・濃度および温度が考えられる。

天然の水は組成・濃度とも，きわめて広範な変動範囲を有しており，しかも，地温変動に伴なう水温変化も著しいものがある。したがつて，天然の状態で観測される水の比抵抗は，広域にわたつて分布している。

最高は雨水の 10^3 Ω-m から，最低は海水あるいは化石水の 0.1～0.01 Ω-m 台に至るまで，数桁に及ぶ変動域を有している。しかし，それぞれの環境に支配される水は，もつと狭い変動範囲をもつにすぎず，また，比抵抗を支配する各因子も，環境の差異に応じて，重要性が増したり，減じたりする。例えば，化石水の比抵抗の研究においては，組成の因子の重要性は減少するが，温度変化の影響は重要である。一方，淡水帯では，温度差が影響する程度は僅少であり，濃度もそう高濃度になることはないけれども，化石水のように NaCl 成分だけが卓越することがないので，組成の多様性が問題になる。飽和帯においては一応水が地層を飽和していると考えてさしつかえないので，飽和度を問題にする必要はないけれども，石油・ガス鉱床の電気検層では，油が水にとつて代つて岩石内の空隙を一部ないし全部飽和するので，逆に，水で完全飽和していると仮定した場合の比抵抗値と，実際の比抵抗値とを比較することによつて，油・ガスの飽和度を求めることが可能である。酸化帯では水の比抵抗のみならず，飽和度が岩石の比抵抗に影響を及ぼす。

つまり，油層の電気検層で成功を収めた解釈技術は，そのままの形で淡水帯に適用しようとすると大きな誤差を招きやすい。

天然の水の導電性可溶成分は，アルカリ金属，もしくは，アルカリ土金属の塩化物，硫酸塩および炭酸塩がおもであり，その他の金属塩は比較的少ない。これらの成分は水の流動により周囲の可溶性物質の補給を受けてできるものであるから，水の径路を形成する地層の鉱物組成が，水の可溶性成分の数を決定し，供給源からの距離や地層構成粒子の粒度および流速等の諸条件が濃度を左右する。地質条件の違いや気候・気象条件の差異が水質に大きく影響することは事実であつて，わが国における地下水の性質が，大陸に比較して明らかな違いを示すのも，これらの理由による。また，山間水が沖積平野の水よりも一般に比抵抗が高いことも，先に述べた諸条件の差が，溶解の難易の差となつて現われたものである。

同じ供給源，同じ帯水層に属する水は一定の環境のなかにあるために，その比抵抗値は必ずしも等しくはないとしても，ある法則にしたがつて変化することが予想される。また，異なるグループに属する水が接触している地帯では，なんらかの不連続をもたらすと想像される。藏田らが，水比抵抗を地下水調査に利用しているのも[14]，基本的には同じ概念に基づいているものと解せられる。彼らは水比抵抗分布の形状から，地下水の流動径路，帯水層の追跡，あるいは各水系の比較等が可能であるといつている。実際，同じ供給源を有する同一帯水層に属する水が，ある一定の系列で変化してゆく場合は，かなり認められるようである。

化石水が組成の多様性という複雑な影響から解放されて，NaCl の濃度と温度だけの函数として，その比抵抗を近似的に表わすことが可能となり，電気検層に利用されているが，同じ思想の下に，電気検層を地下水調査え応用する試みも発表されている。しかし，純度の高い部分で，水質と比抵抗との間の関係を定量的に論ずることは難しいのではないかと思われる。

5. 溶液の比抵抗と組成・濃度との関係

電解質溶液の比抵抗は，その電解質の濃度Cにおける当量電導度を Λc とするならば，次の式によつて濃度の函数として表わされる。

$$\rho_\omega = \frac{10}{\Lambda c\ m} \quad \cdots\cdots (1)$$

こゝに

ρ_ω—溶液の比抵抗で Ω-m で表わされたもの

m—溶液 1l 中に含まれる電解質のグラム当量数

Arrhenius の電離説にしたがつて，その電解質の電離度を α とすれば，当量電導度はイオン易動度と次の式で結びついている。

$$\Lambda c = \alpha F(lca + lck) \quad \cdots\cdots (2)$$

無限に稀釈したときは $\alpha = 1$ となり

$$\Lambda_0 = F(loa + lok) \quad \cdots\cdots (3)$$

である。こゝにFは Faraday 常数で，lca と lck とは与えられた濃度における陰陽両イオンの易動度である。loa と lok は無限稀釈時におけるイオン易動度で，各イオンに固有な値を有し，通常 $\lambda_0^+ = F\ loc$ および $\lambda^- = F\ loa$ で表わされた量，すなわち，無限稀釈における陽イオンおよび陰イオンの当量電導度が用いられる。おもなイオンの当量電導度が第3表に示してある。

第3表　主要イオンの無限稀釈溶液における当量電導度 (25°C)

イオン	λ_0^+	イオン	λ_0^-
H^+	349.8	OH^-	198.6
Na^+	50.1	Cl^-	76.35
K^+	73.5	HCO_3^-	44.5
Mg^{2+}	53.0	SO_4^{2-}	80.0
Ca^{2+}	59.5	CO_3^{2-}	69.3

(1) は (2) を利用して

$$\rho_\omega = \frac{10}{\alpha F(lca + lck)\, m} \quad \cdots\cdots (4)$$

のようにかきかえることができる。この式は，与えられた電解質溶液の濃度 m において，α, lca および lck が既知であれば，計算によつて溶液の比抵抗を決定しうることを示している。

ところで，岩石内に含まれている水は各種の塩を溶解し，そのなかにはいろいろなイオンが存在しているので，水の比抵抗を表わす式は一般に次の形をとる。

$$\rho_\omega = \frac{10}{F\sum(\alpha_a\ lca\ m_a + \alpha_k\ lck\ m_k)} \quad \cdots\cdots (5)$$

こゝに，m_a と m_k とは各イオンの濃度（溶液 1l 中のイオンのグラム当量数）で，α_a と α_k とは各イオンの関与する成分塩の電離度である。

α は無限稀釈時で1の値をとり，濃度の増加とともに減少するが，淡水では1に非常に近い値をとると考えられる。また，イオン易動度は溶液の粘性に逆比例するとみなされるが，一定温度においては，濃度の増加による粘性の上昇はごく僅かであるので，イオン易動度に対する濃度の影響は大したものではないと考えられる。したがつて，近似的には ρ_ω の変化に影響するものは濃度だけであるとみなしてさしつかえない。しかし，海水浸入帯帯化石水帯では，高濃度であるので，電離度やイオン易動度の変化も認められ，上の場合に較べてもつと複雑な形で影響を与える。

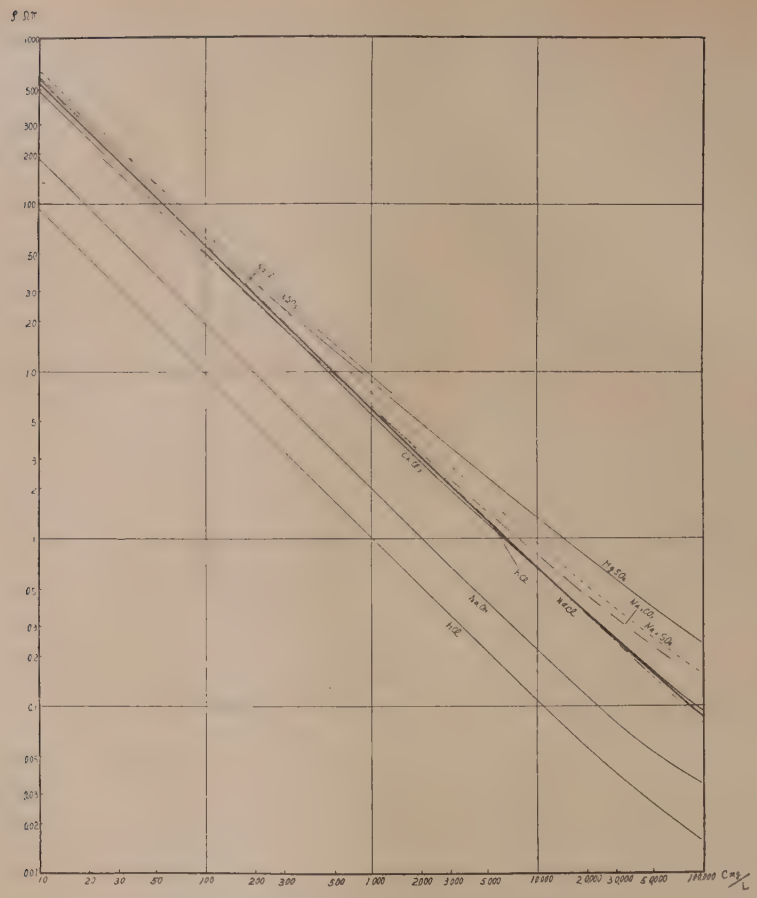
次に，溶液比抵抗に及ぼす組成の差異の影響を考察しよう。普通の地層水にみられる主要イオンの易動度は，互いにそれほど著しい差は認められない（第3表参照）こと，電離度に大した差がないと仮定することとによつて，地層水の溶解成分の全濃度が卓越成分のそれであるとみなしても，実際上さしつかえない場合が多い。とくに，NaCl が主成分をなす化石水にあつては，可溶成分全部が NaCl であるとして取り扱つても，大した影響を生じないことが多いようである。それで，組成の及ぼ

第4表　各種イオンの比較電導度

陽イオン	比較電導度	陰イオン	比較電導度
Na^+	1.00	Cl^-	0.99
K^+	0.86	SO_4^{2-}	0.76
Ca^{2+}	0.92	CO_3^{2-}	1.06
Mg^{2+}	2.00	HCO_3^-	0.33

第5表　各種塩溶液の比較電導度

塩の種類	比較電導度	塩の種類	比較電導度
NaCl	1.00	$NaHCO_3$	0.52
KCl	0.95	$CaCO_3$	1.20
$CaCl_2$	1.13	$MgCO_3$	1.34
Na_2SO_4	0.85	Na_2CO_3	1.04
$CaSO_4$	0.95		
$MgSO_4$	1.02		



第 1 図　各種溶液の濃度—比抵抗曲線図 (18 °C)

す影響は，濃度の場合ほど重要性がないことがうかがわれる。しかし，もう少し定量的に組成の差異が比抵抗に及ぼす効果の程度をみるため，次のような考察を行なつてみよう。

イオン当量電導度をそのイオンの当量で割つた値は，イオン易動度が濃度に関せず一定で，電離度も濃度によつて大した影響を受けないと仮定した場合の比較電導度を与え，あるいは濃度換算率を示すものである。例えば，Na^+ イオンは 25°C で 50.1 なる当量電導度を有し，上に述べた比は 2.18 となり，Mg^{2+} イオンは 4.36 となる。Mg^{2+} イオンは Na^+ イオンのちようど倍の値を示すことになるが，比抵抗への貢献という点からいえば，Na^+ イオン 2 ppm が Mg イオン 1 ppm と等価であることを示している。主要イオンの換算係数を第 4 表に示す。この表では便宜上 Na^+ イオンの電導度を 1 としてある。

同じようにして，いろいろな電解質溶液の比較電導度が第 5 表に示してある。これによれば，主要な塩溶液の比抵抗は mg/l (または ppm) で表わした濃度が等しければ，塩の種類が異なつても，溶液の比抵抗に大した変化をもたらさないことが推定される。表中，最高の $MgCO_3$ と最低の $NaHCO_3$ とで約 2.5 倍の開きがあるが，いろいろな塩が混じり合つているとみなされる地下水では，特殊の場合を除けば，組成による差異が，大幅に比抵抗に影響することはないと考えてよいであろう。

第 1 図は 18°C における各種の塩溶液の濃度—比抵抗曲線を示すが，前述の考察を裏付ける結果が得られている。この図 International Critical Tables[11] のデータを利用して作つたもので，比較のために HCl および NaOH の曲線が併示してある。この両曲線とも NaCl 曲線にほゞ平行しているが，はるかに低い比抵抗値を示している。これは H^+ および OH^- イオンの易動度が他のイオンに比較して著しく大きいことによる。その他の曲線は NaCl 曲線に接近していて，濃度の増大に伴なつて，

開きが，大きくなつてゆく。これは前の考察における仮定が濃度の大きいところで成り立たなくなるためと解釈される。

濃度が低くなれば，各濃度—比抵抗曲線は直線状になり，横軸とのなす角度は 135° に近づく。これは電離度とイオン易導度が一定値に近づくためで，この部分では水溶液の比抵抗は濃度と逆比例の関係があるとしてよい。

第1図の NaCl 曲線の直線部分（10～1,000 mg/l）は

$$\log \rho\omega + e \log C = \log A' \quad \cdots\cdots\cdots (6)$$

の形で表わされるが，b≅1 であるから

$$\rho_\omega = \frac{A'}{C} \quad (\mathrm{mg}/l) \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (7)$$

$$A' = 5500 \quad (18°\mathrm{C}) \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (8)$$

となる。

他の塩溶液でも同じ範囲では A＝5000～9000 であるので，濃度から比抵抗を概算するには A′＝5000 もしくは 6000 を採用すればよい。

Guyod は油田地帯の地層水は 5,000～150,000 mg/l 程度の濃度の NaCl を含んでおり，この範囲では次のような近似的関係が成り立つといつている[7]。

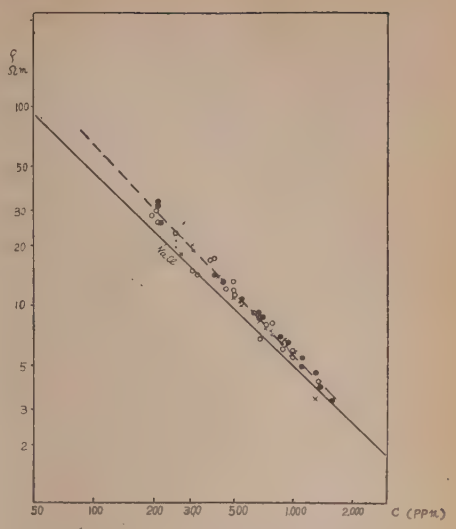
$$\rho_\omega = \frac{5000}{C} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (9)$$

また，固形物総量と比抵抗との間にも類似した関係がみられることが予想される。第2図は Jones and Buford が同一帯水層における固形物総量に対する比抵抗の関係の例を図示したものを，NaCl 曲線と合わせて両対数方眼紙上に表現してみたものである[13]。この図で低濃度で NaCl 曲線との差が大きく，高濃度になるにつれて同曲線に近づく傾向にあるのは，低濃度では NaCl の量は比較的重要でなくなり，おそらく他の成分の影響が強くきいてくるのではないかと解釈される。

1種類以上の強電解質を含む稀薄溶液中では，それぞれ電解質の電離度，したがつて当量電導度は，その電解質が全含有電解質の規定度の総計と同じ規定度で，単独に存在した場合に与うべき電離度，あるいは当量電導度と同一の値を示す　この事実は共通イオンを有する場合のみならず，共通イオンをもたない電解質の間にも成立することが，Sherrill によつて実験的に証明された。全濃度を m 規定度とすると，この事実から次のような数式が導かれる。

$$\rho\omega = \frac{m}{\sum \frac{mi}{\rho i}} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots 10$$

こゝに $\rho\omega$ は混合溶液の比抵抗，ρi は各成分電解質が



第2図　同一帯水層の固形物総量と水比抵抗との関係の1例
同じ帯水に属するものは同じ印を付してある。いずれも 25 °C に換算した値である。

与えられた混合溶液中に含まれる全電解質の規定度で表わした全濃度 m に等しい濃度（規定度）で，単独に存在するとき示す溶液比抵抗であり，mi は実際その溶液中に存在する成分塩の濃度（規定度）である。

この式は淡水の可溶成分が分析から得られれば，上の式と各塩の濃度—比抵抗曲線とから比抵抗が決定されることを示している。濃度が高くなつた時，上の実験事実が成立するかどうか，まだわかつていないようであるが，少なくとも，われわれの関与する地層水では，近似的に成り立つとみてよかろう。

以上の考察においては，電離説にしたがつて，組成・濃度の影響について論じたものであるが，もつと立ち入つた考察を進めるためには，イオン引力説による必要がある。現在の目的に対しては，電離説で充分であると思われるので，イオン引力説のたすけを借りずに考察を進めたい。

前にもふれたように，組成の影響を考えるのに，適当な換算係数を用いて NaCl だけの溶液におきかえることが可能である。電気検層の解釈において必要な塩水の比抵抗は，普通 S. P. 曲線から求められるが，これが不可能な場合，もし，地層水の分析結果が得られているならば，計算によつて，地層水の比抵抗を求めうる。現在，一般によく利用されているのは Dunlap and Hanthorne の方法であろう[5]。彼らは他のイオン濃度の比抵抗に対する寄与を NaCl のそれに換算して，NaCl の濃度—比抵抗曲線から比抵抗を求める方法を提案している　その換算係数は実験的に決められたもので，第6表に掲げてあ

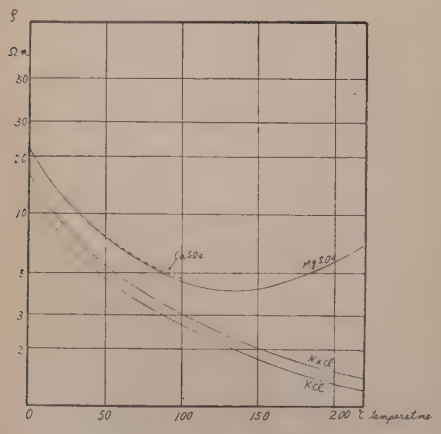
る。しかし,広範囲に変化する濃度・温度の影響を,特定の値として表わすことは一般には不可能であろう。したがつて,この方法は NaCl が主成分である水に対して,他の塩の影響を考えねば誤差が大きい場合に適用されるもので,条件が異なつてくれば別の換算係数を用いねばならない。

第 6 表 水比抵抗算出用の換算係数

Na	ppm×1.00=N_1	等価 NaCl ppm
Ca	ppm×0.95=N_2	〃
Mg	ppm×2.00=N_3	〃
Cl	ppm×1.00=N_4	〃
SO_4	ppm×0.50=N_5	〃
HCO_3	ppm×0.27=N_6	〃
CO_3	ppm×1.26=N_7	〃
$\sum N_i$	=全等価 NaCl ppm	

6. 温度圧力と比抵抗との関係

すでに述べたように,深度を増すにつれて地下水の温度も増加する。地下 1,000 m の深所に存在する化石水について考えると,地温増昇率を 0.03° C/m として,地表の温度を 20°C とすれば,その温度は約 50°C になり,3,000 m の深さでは約 120 °C となり,観測する温度範囲は相当広い範囲に及ぶ。温度が地下水に及ぼす影響は濃度ほど著しいものではないとしても,相当の重要性をもつことは,NaCl の濃度が 1,000 mg/l から 10,000 mg/l まで増したとき,比抵抗が $^1/_{10}$ に減ずるのに対して,温度が 0 °C から 100 °C まで上昇するとき,比抵抗が $^1/_5$ に減ずることからうかがえる。第 3 図に温度と各種溶液の比抵抗との関係を示す。



第 3 図 各種溶液の比抵抗と温度との関係 (m=0.01 N)

温度の上昇に伴ない,水の粘性係数は 1 °C について約 2.5% ずつ低下し,水溶液の比抵抗もほぼこれと同じ程度で減少する。これはイオン易動度が粘性と逆比例の関係にあるからである。ところで,水の誘電率は温度の上昇とともに低下するので,水の電離させる能力は減少してくるはずである。このことは前と逆に比抵抗を増加する因子として作用する。実際には,低温では前者の影響が大きく,高温になると後者の影響が次第に重要になり,ある温度で極小値を通過することになる。第 2 図の $MgSO_4$ がその例である。NaCl でも温度の上昇に伴なつて,その比抵抗の減少率は次第に小さくなる。

それぞれの濃度における温度—比抵抗曲線は,互いに類似した形状を示す。t°C と t′°C における比抵抗を,それぞれ ρ_t および $\rho_{t'}$ とすれば,$\rho_t/\rho_{t'}$-t 曲線はかなりの近似で濃度には関係しないことが実証されている[2]。

この関係を示す実験式としては,Dakhnov は次のような関係式を発表している[3]。

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1+\alpha+(t-18^\circ)} = \rho_t\ \rho_{18}\ t>0^\circ C \qquad (11)$$

こゝに,ρ_{18} および ρ_t は 18 °C および t°C における溶液の比抵抗(Ω-m)である。また,α_t は比抵抗の温度係数で 18～58°C で 0.025/°C の値をとる。

また,Arps は華氏で表わした温度と比抵抗との間に,次の近似的関係があると述べている[2]。

$$\rho_t = \rho_{t'}\frac{t'+6.77}{t+6.77}$$

$$\cong \rho_t \frac{t'+7}{t+7} \qquad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (12)$$

次に,圧力の影響であるが,温度に較べるとはるかに重要性に欠け,実際にはほとんど無視してさしつかえない。この問題に関する Körber の実験によれば,圧力の増加とともに比抵抗は減少し,ある圧力で極小値をとる。20° C, 0.01 N の濃度の NaCl 水溶液は 2000 気圧で極小値をとり,1 気圧の時の値より約 7～8% 減少するという。また Adams によれば,比抵抗に対する圧力の影響は濃度によつても差異があるが,一般に±5% であるという。温度によつても影響し,上昇するほどその影響は小さくなるという。圧力を加えてゆくと粘性が変化し,したがつてイオン易動度が変化し,また,電離度も変わると考えられる。弱電解質では比抵抗が圧力によつて相当変化するが,これは主として,電離度の変化によるものである。これに反して,強電解質は電離度がさほど増すことは考えられないので,粘性の変化の影響の方がきいてくる。

いずれにせよ,われわれが関係する深度では,圧力の影響は無視してさしつかえないと思われる。

7. 水の比抵抗の地質調査への応用とその可能性

地下水の比抵抗の知識を地質調査に応用する可能性は，これまでの考察からもうかがえることであるが，実際，すでに油田地帯の電気検層においては，量的解釈が行なわれているし，また，他の方面への応用も次第になされるようになつた。

電気検層については立派な教科書，すぐれた文献が数多く発表されているので，こゝで改めて述べるまでもなかろうが，一言にしていうならば，水の比抵抗は他の測定量とともに，帯油層の状態，ことに，孔隙率と油，もしくはガスの飽和度の決定に利用されている。

普通の水井戸に，電気検層がしばしば利用されているが，水質推定に役立たせようとする試みが若干発表されている。油田地帯で成功した方法論を，そのまま淡水帯に適用するには，若干の無理はあるけれども，少なくとも，淡塩水転移帯や海水混入帯のように比較的塩分の多い地方で，くだんの水質が利用目的に対して，適当か否かの資料を与えてくれる可能性はある。Pryor は電気検層のデータを用いて，可溶成分がすべて NaCl であると仮定して求めた濃度と，化学分析から得られた塩化物の濃度，あるいは固形物総量との間の関係を図示している[17]。これによると，NaCl 等価量が 500 ppm から 1,500 ppm まで変化するのに，塩化物の濃度は数 ppm から数 100 ppm まで変化している。これより高い濃度では，NaCl 等価量と塩化物の量とは近似的に一致する。このことは少なくとも 2,000 ppm 以上ならば溶解物を全部 NaCl とみなしてもさしつかえないけれども，1,500 ppm 以下では塩化物の量は次第に減少してくるので，NaCl 等価量から塩化物の量を決定するのは，誤差の大きいことを示している。しかし，彼の結果は，いろいろな地層から得られたものであるので，上に述べた相関も少しばらついている。

Jones らは同一帯水層で，固形物総量に対する各イオン濃度の相関をあらかじめ求めておき，また，固形物総量と水の比抵抗との関係を調べておけば，水比抵抗の測定から，各イオン濃度の推定を行なうことができるとして，電気検層を水質の推定に応用している[18]。このことが可能なのは，固形物総量と各イオン濃度との間に相関がある場合に限るわけであるが，例えば，海水では塩素量と塩分との間に，一定の関係があることが実証されているように，少なくとも，狭い範囲の環境においては，上のような相関が成り立つことが可能であろう。

藏田らは水比抵抗の水理地質学への応用を試みている。もし，地下水が点供給源を有し，同一媒質内を流れるならば，イオン濃度は供給源からの距離の函数として表わされ，水の比抵抗は遠方にゆくにしたがつて低くなる。他の条件が全く等しければ，媒質を構成する粒子の接触面積が大きければ大きいほど，すなわち粒度が小さければ小さいほど，イオン濃度は高くなり，比抵抗は低くなる。したがつて各環境に対する経験式として表わすことに成功するならば，水比抵抗は水理地質学へもつと貢献することになるであろう。

淡水に電気検層を適用するとき，あるいは測定によらず水比抵抗を求めたいとき，5. で考察したように，分析値があれば計算から比抵抗を求めることも可能である。

地表の比抵抗法に対する水比抵抗の役割りについてはすでに 3. に述べている。もし，調査前に附近の水の比抵抗あるいは分析値が得られているならば，そして，帯水層の厚さ等に関する推定が可能であるならば，非団結性砂礫についての Archie の式を利用して，帯水層の比抵抗 ρ を推定することができる。

$$\rho=\rho_\omega \frac{1}{\phi^{1.3}} \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (13)$$

こゝに，ϕ は地層の孔隙率であり，沖積層ならば適当な推定値を与えることができる。帯水層が浅ければ，比抵抗曲線から ρ が決定され，推定した比抵抗との差異について論ずることもできる。深い場合には，粘土と砂礫層の互層による擬似異方性の大小についての資料ともなり，解釈に役立たせることも可能である。

例えば Flathe[6] は海岸地帯における比抵抗探査から (13) 式を用いて，海水の浸入の状態を推定している。

8. 結　言

岩石の間隙水は岩石比抵抗に重要な役割を演じており，反面，地質的な制約を受けて存在しているので，水比抵抗もいろいろな因子の影響を受けている。一般的には水の比抵抗は，組成・濃度および温度の函数として表わされ，これらの因子は自然界で相当な変動範囲をもつので，水比抵抗を地質調査に応用することは一見難問であるけれども，水が地質的制約のなかに存する限り，一定の地質条件のなかで，これらの因子のあるものは重要性を減じたり，無視して構わないようになり，あるいは地質的な結びつきも可能となることも考えられるので，広い分野へ利用できるのではないかとも思われる。こうした事情が研究によつて漸次わかつてくれば，簡単に測定できる水比抵抗の重要性は増してくるであろう。

今回の考察では，いわゆる層状水を主として考えたが，鉱山の物理探査という点を考慮すれば，裂罅水の問題もなおざりにすることはできない。現状では水理地質学においても，あまり研究が進められていないようであるが，少なくとも電気探査の立場から，今後この裂罅水

と比抵抗とのいろいろな関係を研究する必要があると思われる。

（昭和32年8月稿）

文 献

1) Archie, G. E.: The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics, Trans. AIME., Vol. 146, p. 54～62, 1942
2) Arps, J. J.: The Effect of Temperature on the Density and Electrical Resistivity of Sodium Chloride Solutions, Trans. AIME., Vol. 198, p. 327～330, 1953
3 Dakhnov, V. N.: 石油・天然ガス鉱床の電気探査（露文）, Moscow, 1953
4) de Witte, L.: A Study of Electric Log Interpretation Methods in Shaly Formations, Jour. Petroleum Techn., Vol. 7, No. 6, p. 103～110, 1955
5) Dunlap, H. F. & Hanthorne, R. R.: Calculation of Water Resistivities from Chemical Analyses, Trans. AIME., Vol. 192, p. 373～375, 1951
6) Flathe, H.: Possibilities and Limitations in Applying Geoelectrical Methods to Hydrogeological Problems in the Coastal Areas of North-west Germany, Geophysical Prospecting, Vol. 3, p. 95～110, 1955
7) Guyod, H.: Fundamental Data for the Interpretation of Electric Logs, Oil Weekly, Vol. 115, No. 8, 1944
8) Heiland, C. A.: Geophysical Exploration, Prentice-Hall, New York, 1946
9) Hill, H. J. & Milburn, J. D.: Effect of Clay and Water Salinity on Electrochemical Behavior of Reservoir Rocks, Jour. Petroleum Techn., Vol. 8, No. 3, p. 65～72, 1956
10 Huber, A.: Über der Einfluss der Bodenfeuchtigkeit auf geoelektrische Teifenmessungen, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Vol. 3, p. 330～338, 1951
11) International Critical Tables, 1929
12) Jakosky, J. J. & Hopper, R. H.: The Effect of Moisture on the Direct Current Resistivities of Oil Sand and Rocks, Geophysics, Vol. 2, No. 1, 1937
13) Jones, P. H. & Buford, T. B.: Electric Logging Applied to Groundwater Exploration, Geophysics, Vol. 16, No. 1, p. 115～139, 1951
14) 蔵田延男：水理地質学，朝倉書店，1955
15) Mooney, H. M.: Effect of a Variable Surface Layer on Apparent Resistivity Data, Mining Engineering, Vol. 6, No. 11, p. 121～124, 1954
16) 小野吉彦・筌住正義・本間一郎：成層構造の比抵抗探査について，地質調査所月報，Vol. 9, No. 6, 1958
17) Pryor, W. A.: Quality of Groundwater Estimated from Electric Resistivity Logs, Illinois State, G. S. Circular, 215, 1956
18) Sundberg, K.: Effect of Impregnating Waters on Electrical Conductivity of Soils and Rocks, Trans. AIME., Geophysical Prospecting, p. 367～391, 1932
19) Wyllie, M. R. J.: The Fundamentals of Electric Log Interpretations, p. 126, Academic Press Inc. (New York), 1954
20) Wyllie, M. R. J. & Southwick, P. E.: An Experimental Investigation of the Self-potential and Resistivity Phenomena in Dirty Sand, Trans. AIME., Vol. 201, p. 44～57, 1954

その他参考にしたものとして

Robinson, R. A. & Stokes, R. H.: Electrolyte Solutions, Butterworth Scientific Publication, London, 1955

Jhonson, M.: Theoretical and Applied Electrochemistry

621.3.0/8.7 : 550.834

サンプリングフィルターによる反射波形の変形

川島　威*

On the Deformation of Reflected Wave due to Sampling Filter

by
Takeshi Kawashima

Abstract

Deformation of reflected wave due to sampling filter such as pattern shooting, multiple geophone setting, mixing and compositing in seismic prospecting is investigated.

Ricker's wavelet (Fig. 1) is used as a reflected wave. Output wave forms of the equal weight sampling filter, such as linear array of multiple geophone, are illustrated in Figs. 2～7. Characteristic curves of amplitude and time delay are presented in Figs. 9～14 and Fig. 17. Deformation of the wavelet is analyzed with respect to broadening of wave form (Fig. 15) and anti-symmetricity (Fig. 16).

The similar analysis was done for the different weight sampling filter such as pattern shooting: Output wave forms (Figs. 18～21), amplitude characteristics (Figs. 23～26), time delay characteristics (Fig. 29), broadening of wave forms (Fig. 27) and anti-symmetricity (Fig. 28) are illustrated.

Various nomograms (Figs. 30, 38, 39) are prepared for the conversion of parameter θ (phase angle) to the practical parameters such as apparent velocity frequency, geophone spacing etc.

Amplitude characteristic curves as functions of frequency and step-out time are illustrated in Figs. 31～37 and Figs. 40～46.

要　旨

非対称形の孤立波を用いて，サンプリングフイルターによる反射波の変形を系統的に調べた。すなわち孤立波として N. Ricker のいわゆる wavelet の速度波形 $R=25$ を用い，出力波形を計算し，振幅特性，波形の延び，非対称性の変化，位相特性等を検討した。さらに実際に現場で利用するのに便利な図表をいくつか作成した。

1. 緒　言

近年受振器の小型化，作孔機の進歩，磁気録音器の発達等に伴なつて，反射波を検出するために，群設置法・多孔爆発法・混合法・Compositing 等の，いわゆるサンプリングフイルターの原理に基づく技術が発展してきた。

反射波のような孤立波が，群設置法・多孔爆発法・混合法等で，どのような変形を受けるかについては，F. Rieber[4]，M. Mott-Smith[6]，J. E. White[7]，金子[1] らによつて，いくつかの例について研究されている。この論文では孤立波の変形をサンプリングフイルターの観点から，系統的に調べてみた。すなわち，群設置に相当する等しい重みをもつサンプリングフイルター，多孔爆発法に相当する異なつた重みをもつサンプリングフイルターのそれぞれについて，孤立波の出力波形を計算し，それから周期的波に対する特性図に相当する振幅特性図，波形の延び，非対称性の変化，位相特性等を検討した。

2. 重みの等しいサンプリングフイルター

2.1 孤立波として用いた波形

反射波形に相当する波形として，White[7]，金子[1] は，対称形の Ricker pulse[3] を用いたが，非対称性の変化も興味ある問題なので，この論文では Ricker の wavelet の速度波形，

$$\ddot{\phi}=\left(-\frac{2}{R}\right)^{5/2}v(u/R \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \quad 1)$$

$$u=(T-R)/\left(\frac{R}{2}\right)^{1/2},\quad R=\frac{\omega_0 r}{C},\quad T=\omega_0 t$$

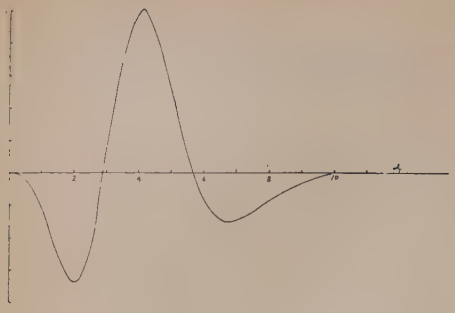
r＝距離，C＝速度，ω_0＝常数，t＝時間

の $R=25$ を用いた。第1図はその波形である。

2.2 波形の合成

入力波形を $y(t)$ とし，サンプリング間隔を τ とすると，

* 物理探査部



$\ddot{\phi}=\left(\frac{2}{R}\right)^{5/2}v(u/R)$ の $R=25$, こゝに $U=(T-R)/\left(\frac{R}{2}\right)^{1/2}$

$R=\frac{\omega_0 r}{C}$, $T=\omega_0 t$,

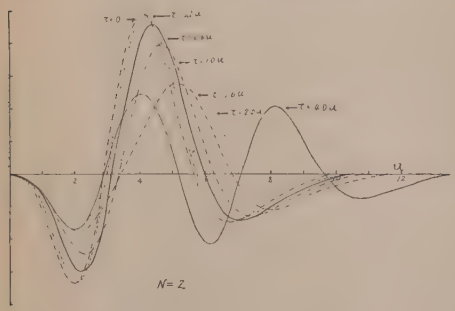
r=距離, C=速度, ω_0=常数, t=時間

第1図 孤立波として用いた波形, Ricker の Wavelet 速度波形

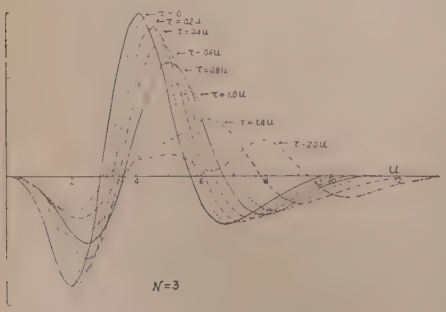
等しい重みの N 個のサンプリングの出力波形 $Z(t)$ は

$$Z(t)=1/N\sum_{K=0}^{N-1}y(t+K\tau) \quad \cdots\cdots\cdots\cdots (2)$$

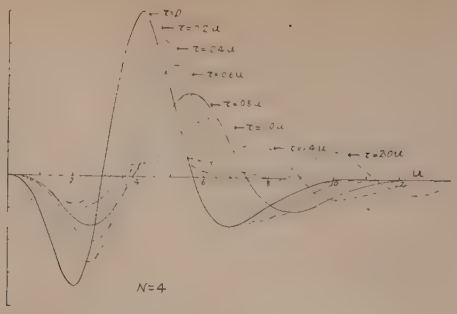
で表わされる。$1/N$ の因子は基準化のためのものである。この式によつて $N=2$, 3, 4, 6, 9, 12 のそれぞれの個数についてサンプリング間隔 τ を $0.2u$, $0.4u$, $0.6u$, $0.8u$, $1.0u$, $1.4u$, $1.6u$, $2.0u$, $4.0u$ と変えた場合の波形の変形を計算した結果が, 第2~7図であ



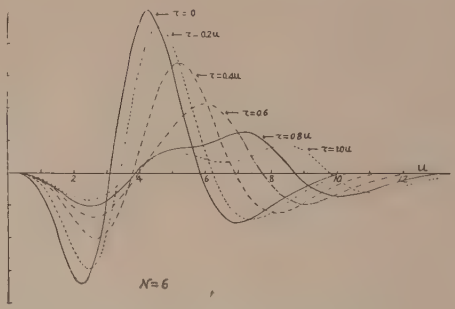
第2図 重みの等しいサンプリングフイルムターによる出力波形。
$N=2$ の場合, τ はサンプリング間隔である。



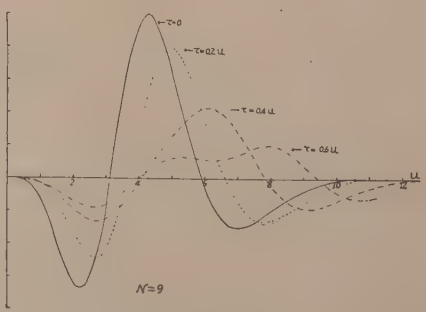
第3図 重みの等しいサンプリングフイルターによる
出力波形, $N=3$ の場合



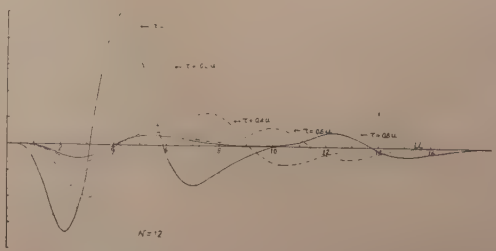
第4図 重みの等しいサンプリングフイルターによる
出力波形, $N=4$ の場合



第5図 重みの等しいサンプリングフイルターによる
出力波形, $N=6$ の場合



第6図 重みの等しいサンプリングフイルターによる
出力波形, $N=9$ の場合



第7図 重みの等しいサンプリングフイルターによる
出力波形, $N=12$ の場合

る。ただし，反射波の検出が終局の目的なので，波形が崩れ始めるまで計算し，以下は略した。サンプリング間隔の単位にとつた $0.2u$ は，第1図に示した原波形の，谷から谷までの長さが約 $4.7u$ であるから，これを卓越した波の波長とすれば，それの $1/23.5$ にあたるわけである。また第2～7図のように，サンプリング個数を一定にして，サンプリング間隔を変化させることは，実際的な問題としては，群設置法では受振器の個数を一定にして，受振器間隔を変えた場合であり，直線型多孔爆発法では，孔の数が一定で，孔間隔が異なる場合になり，混合法では，反射波の到達時刻の差，ΔT が異なる場合にあたるわけである。

それぞれの図についてみると，次のことに気がつく。

(1)　個数が一定の場合，サンプリング間隔 τ が増すにつれて振幅は減少する。

(2)　谷と谷との間隔は増大して波形が延びる。

(3)　波形の非対称性は順次減少して対称形に近づいている。

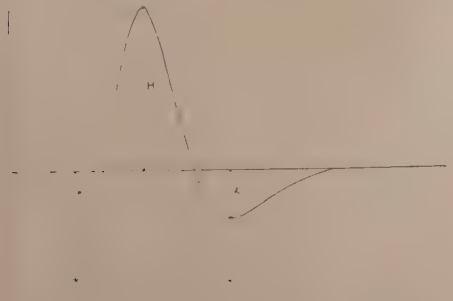
(4)　波形は順次変化してゆくが，ある点までくるとかなり急激に崩れる。

以上4点のうち，(1)，(2) は周期的波に対する特性から予想されることであり，(3)，(4) は孤立波に特有のものである。

以下にやゝ詳しく検討する。

2.3　振幅の変化

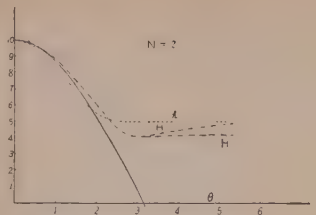
孤立波の振幅のサンプリングフィルターによる変化を表わすために，孤立波の最初の谷の振幅 h，最初の山の振幅 H（第8図参照）について，原波形（h_0, H_0）と出力



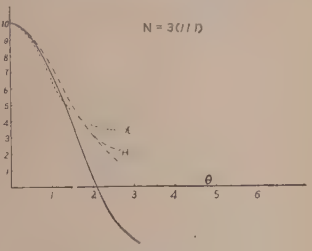
第8図　振幅 H, h, h' および波形の幅 B の説明図

波形との比 h/h_0, H/H_0 をとり，周期的波の特性と較べるために，サンプリング間隔 τ を位相角 θ に変換して，周期的波の特性図と重ねて表現したものが第9～14図である。

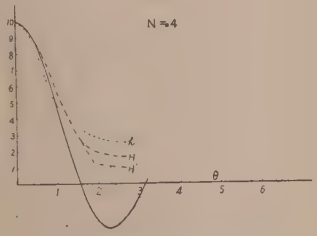
実線で示したのが周期的波の特性図で，点線で示したのが最初の谷 h の振幅変化，鎖線が最初の山 H の振幅変化である。



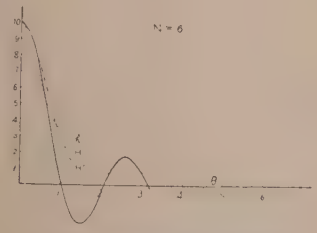
横軸の単位 θ は位相角である。
実線：周期的波　　点線：h　　破線：H
2つに割れているのは波形の崩れ
第9図　振幅特性図，N=2 の場合



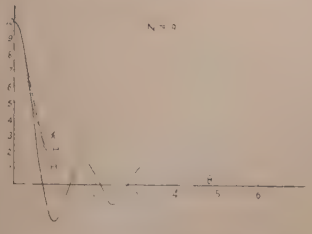
第10図　振幅特性図，N=3 の場合



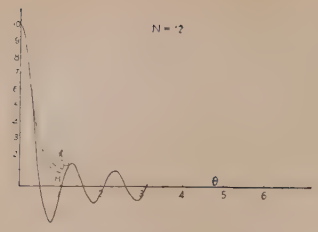
第11図　振幅特性図，N=4 の場合



第12図　振幅特性図，N=6 の場合



第13図　振幅特性図，N=9 の場合



第14図 振幅特性図，$N=12$ の場合

(1) θ が小さいうちは周期的波の特性図とほとんど重なり合つているが，θ が大きくなると孤立波の振幅の方が大きくなり，周期的波の特性図が負になるより少し前で，孤立波の振幅減少率は急に変わつて曲線は緩傾斜になる。

(2) 周期的波の場合の従属的透過帯の振動部分はなくなつている。

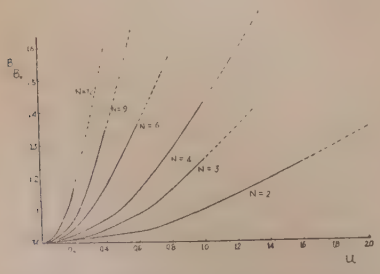
(3) θ が大きくなると，H の曲線は2つに分かれてくる。これは波形が崩れて山が2つに分かれてくることを示している。

この波形が崩れ始める点は，周期的波の場合の特性図が横軸を切る点に一致している。また個数が増すほど崩れ始めは早くなつている。周期的波の場合に特性図が負になることは，位相の反転を意味するが，孤立波の場合には，波形の崩れとして表現されるわけである。

(4) 最初の谷の振幅 h は，θ が増すとともに $1/N$ に収斂している。これはサンプリング間隔が充分大きくなつた場合に，それぞれの波が独立になることを示している。最初に述べたように出力波形の振幅を基準化のために $1/N$ にしてあることから，振幅は $1/N$ に収斂しているのである。したがつて H も，波形が崩れ始めているが，サンプリング間隔が充分大きくなれば $1/N$ に収斂するはずである。

2.4 波形の延び

第8図に示したように，谷から谷までを B として，原形と比較するために B/B_0 をとつて，波形の延びを表わしたのが第15図である。



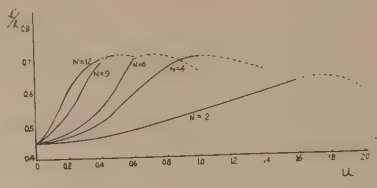
第15図 重みの等しいサンプリングフィルターによる波形の延び

図に実線で示してあるのは波形が崩れていない部分であり，点線で示してあるのは，波形が最初に崩れ始めている点までの部分である。したがつて点線の部分のなかで波は崩れ始めているわけである。

波形が延びるのは，サンプリングフィルターの high cut filter としての性質が鋭くなつてゆくことを示しているが，個数が少ない場合を除いて，約1.4倍まで延びると（$B/B_0=1.4$），それ以上は波形が崩れてくる。

2.5 非対称性の変化

最初の谷の振幅 h と，次の谷の振幅 h'（第8図参照）との比 h'/h をとつて非対称性の変化を示したのが第16図である。



第16図 重みの等しいサンプリングフィルターによる非対称性の変化

波形の延びの場合と同様に，実線部分では波形は崩れていない。同一個数についてみれば，サンプリング間隔 τ が増すほど対称形に近づいている。また個数が少ない場合を除き，h'/h が0.7程度で波形は崩れ始める。すなわち原型では $h'_0/h_0=0.45$ の非対称孤立波が，サンプリングフィルターで除々に非対称性は鈍くなつてゆくが，対称形にはならず，$h'/h=0.7$ 程度で崩れてしまうのである。

個数が少ない場合以外には，波が崩れ始める直前の波形は，$h'/h=0.7$　$B/B_0=1.4$ 程度で，大体同じ波形であることが推測される。

2.6 位相特性

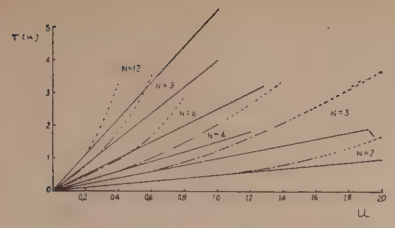
周期的波の場合には，位相のおくれ ϕ はよく知られているように，

$$\phi=\frac{N-1}{2}\theta \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (3)$$

$$=2\pi\cdot\frac{N-1}{2}\cdot\Delta d/v\cdot f \cdots\cdots\cdots (4)$$

で表わされる。これは $f=0$ で，$\phi=0$ を通る linear phase shift である。

非対称孤立波について，位相のおくれを検討する場合に，波形の中心のおくれをみることはかなり困難である。また実際に記録から反射波の到達時刻を読みとる時には，最初の山または谷の到達時刻を読んでいるので，波形の中心に近いピークという意味で，山の位置のずれをみることにした。第17図の実線は周期的波の場合で



第17図　重みの等しいサンプリングフィルターの位相特性

あり，破線は孤立波の場合である。

点線で示した部分で波形は崩れている。図をみれば明らかなように，間隔が小さいうちは，ほとんど linear phase shift と考えてよいが，ある程度間隔が大きくなると位相のずれは大きくなり，直線性は失われてくる。波形が崩れ始めるより早く，直線性は失われてくるので，この点は注意する必要がある。

3. 対称型の重みのあるサンプリングフィルター

周期的波の特性図の従属的透過帯の振動部分が，フィルターとしての特性を妨害しており，その山の高さを小さくするために，サンプリングされるそれぞれの波に適当な重みをつけることが行なわれる。その方法については，Parr[2]，金子[1]，Savit[5] らの研究がある。適当な重みをつけて，この従属透過帯の山の高さを著しく変えた場合に，孤立波の変形にどのような影響があるかを検討した。

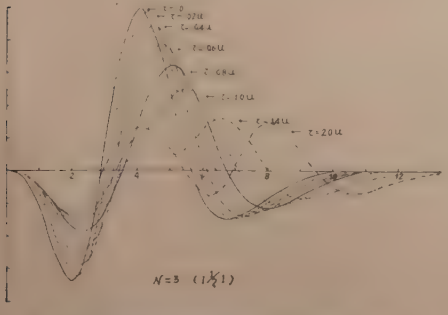
3.1 出力波形

サンプリングの重みが異なる場合に，K 番目のサンプリングの重みを a_K とすると，N 個のサンプリングの出力波形 $Z(t)$ は，

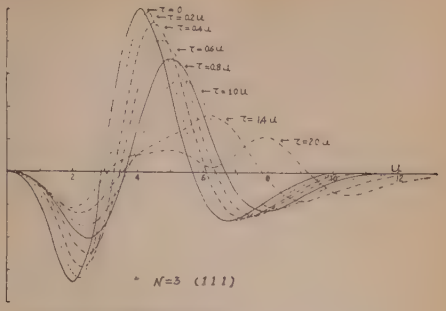
$$Z(t)=\frac{1}{\Sigma a_K}\sum_{K=0}^{N-1} a_K y(t+K\tau) \quad \cdots\cdots (5)$$

で表わされる。ここで $y(t)$ は入力波形である。基準化因子は全重量の和をとつてある。

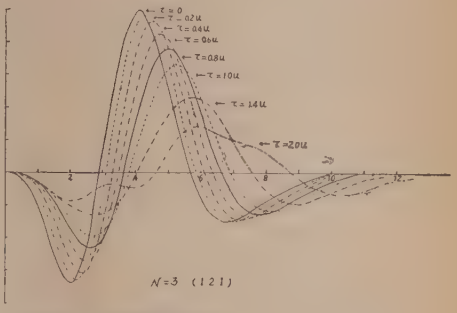
この式から $N=3$ の場合について，外側の重みを 1，



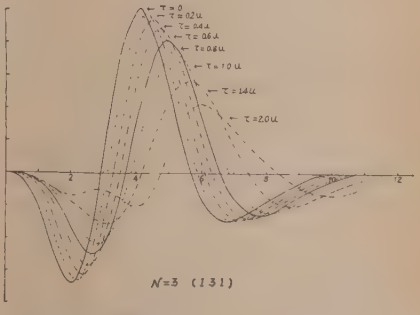
第18図　対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる出力波形，$N=3$ (1 1/2 1) の場合



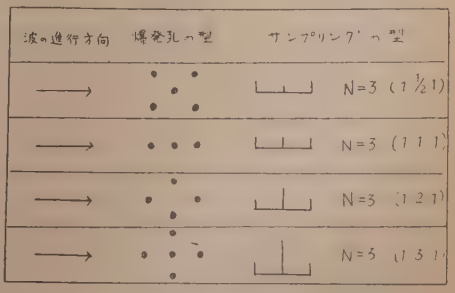
第19図　対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる出力波形，$N=3$ (1 1 1)の場合



第20図　対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる出力波形，$N=3$ (1 2 1) の場合



第21図　対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる出力波形，$N=3$ (1 3 1)の場合

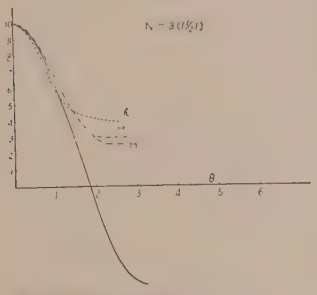


第22図　爆発孔の配置とサンプリングの型の関係

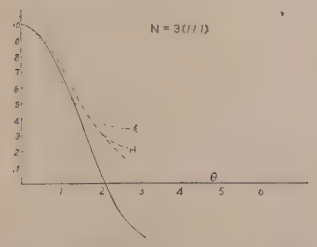
内側の重みを $^1/_2$, 1, 2, 3 と変えて波形の変形を計算した。第18～21図がその結果である。これは多孔爆発法としてわが国で実際に行なわれている 3～5 孔の爆発の場合にあたる。また後に述べるように，周期的波の特性図で，従属的透過帯が高いものと低いものとの比較になつている。爆発孔の配置と，サンプリングの型の関係は第 22 図に示す。

3.2 波形の変形

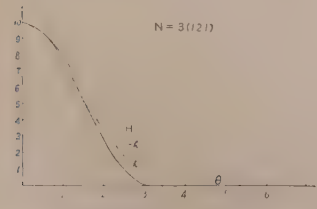
周期的波のサンプリングで，対称型の重みのある場合の特性図が，等しい重みの特性図から簡単に求められることは，南雲[註1)]が発表している。第 23～26 図は，それぞれ $N=3$ で中央の重みが $^1/_2$, 1, 2, 3 の場合について，孤立波の振幅特性と周期的波の特性図とを重ねて表現したものである。重みの等しい場合と同様に，実線は周期的の特性図であり，点線は最初の谷 h, 鎖線は最初の山 H の振幅特性を示している。



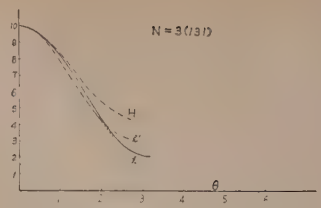
第 23 図 振幅特性図 $N=3$ (1 $^1/_2$ 1)



第 24 図 振幅特性図 $N=3$ (1 1 1) の場合



第 25 図 振幅特性図 $N=3$ (1 2 1) の場合



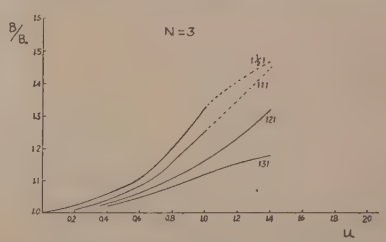
第 26 図 振幅特性図 $N=3$ (1 3 1) の場合

周期的波の場合には，中央の重みが小さいほど，high cut filter としての性質は鋭く，従属的透過帯の山は高い。中央の重みが増すほど従属的透過帯の山は低くなり，1 2 1 の場合にはゼロ，1 3 1 の場合には特性図は横軸にまで達しない。

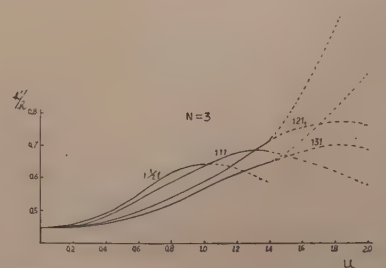
孤立波についてみれば，

(1) 中央の重みが増すにつれて，周期的波の特性曲線に重なる部分が長くなつており，従属的透過帯のない 1 2 1，1 3 1 の場合(第 25，26 図)には，波形が崩れるまでほとんど一致している。

(2) 波形の崩れは，重みの等しい場合には最初の谷 (h) は割れずに，山 (H) がサンプリング間隔が大きくなるにつれて割れ始めて行つたが，中央に大きい重みをつけた場合は，まず最初の谷 (h) から割れ始めてゆく。割れた谷の振幅は，基準化因子のために $\frac{1}{\Sigma a_K}$ に収斂してゆく。波形が崩れ始める点，すなわち振幅特性図が 2 つに割れ始める点は，重みが等しい場合には周期的波の特性図が横軸を切る点(位相が反転する点)に一致していた



第 27 図 対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる波形の延び



第 28 図 対称型の重みのあるサンプリングフィルターによる非対称性の変化

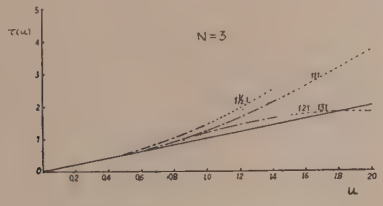
註 1) 南雲昭三郎：“サンプリングフィルターの加法性”，物理探鉱協会，昭和 33 年度秋期講演会に発表)

が，第25，26図では特性図が横軸に達するより早く，$\theta=2$ の附近で h が割れ始めている。

(3)　非対称性の変化 (h'/h) を第27図に，波形の延び (B/B_0) を第28図に示す。サンプリング間隔が増すにつれて非対称形の波形が対称形に近づき，波形も延びてゆくが，$h'/h=0.7$ 程度，$B/B_0=1.4$ 程度から波形が崩れてゆくことは，重みの等しい場合と同様である。

3.3　位相特性

第29図に対称型の重みのある場合の位相のずれを示す。第17図の場合と同様に，実線は周期的波，破線は孤立波の場合で，点線で示した部分で波形が崩れている。



第29図　対称型の重みのあるサンプリングフイルターによる位相特性

周期的波の phase shift は，対称型の重みのある場合でも，重みのない場合と同様に，

$$\phi=\frac{N-1}{2}\theta$$

である。孤立波の場合，サンプリング間隔が大きくなると直線性が失われてくるのは，重みの等しい場合と同じである。サンプリング間隔が大きくなると，中央の重みによつて，位相のずれに大きな差が出ているのは，第18～21図をみれば明らかなように，波形の崩れ方が異なるためである。

4.　実際的応用

群設置法・多孔爆発法・混合法等は，サンプリングフイルターの原理によるものであつて，いずれも等価である。したがつて以下に述べることは，すべてに共通するものであるが，一応方法別に説明する。

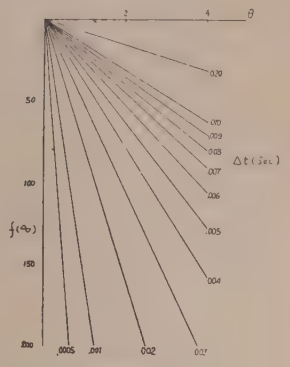
4.1　群設置法

わが国で行なわれている群設置法は，通常直線型に受振器を配列している。したがつて重みの等しいサンプリングフイルターに相当するわけである。第9～14図，第23～26図の振幅特性図は，位相角 θ を横軸にとつてある。現場で作業計画をたてたり，記録の検討をする場合には不便なので，利用しやすい量に変換するノモグラムを作成した。

位相角 θ は，

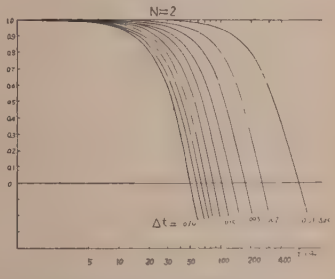
$$\theta=2\pi\cdot\Delta t\cdot f \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (5)$$

で表わされる。したがつて第30図のようなノモグラムを作つておけば，位相角 θ を時刻差 Δt をパラメーターにして周波数 f に変換することができる。第30図の横軸 θ を，振幅特性図の横軸に重ね合せて用いればよい。

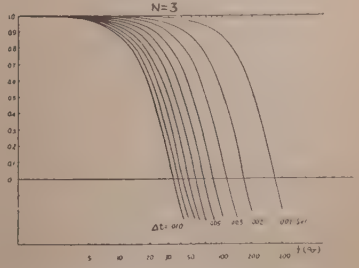


第30図　位相角 θ を時刻差 Δt をパラメーターとして周波数 f に変換するノモグラム

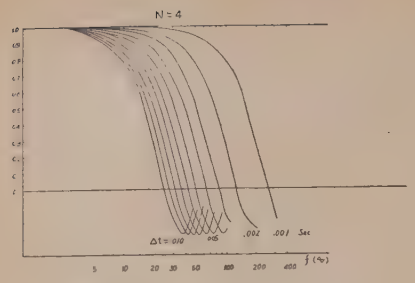
さらに現場で利用しやすくするために，サンプリング個数 N が 2，3，4，5，6，9，12 の場合について，それぞれ周期的波の特性図を，時刻差 ΔT をパラメーターとして，周波数 f を直接横軸にとつた曲線群に分解して表現した。第31～37図がそれである。これらの図表を用いれば，直接周波数 f に関する特性が読みとれるので，普通のフイルターと同様に利用することができる。すなわちサンプリング個数 N が大きいほど，また



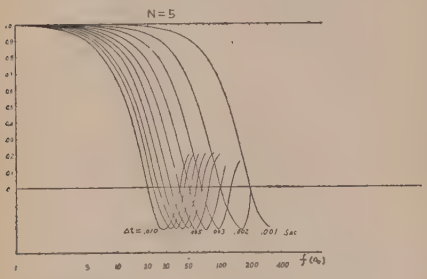
第31図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=2$ の場合



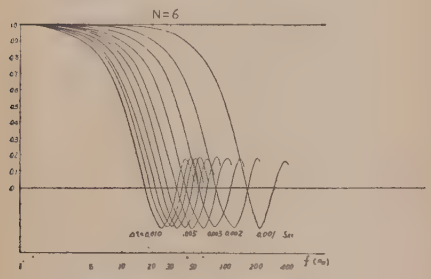
第32図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=3$ の場合



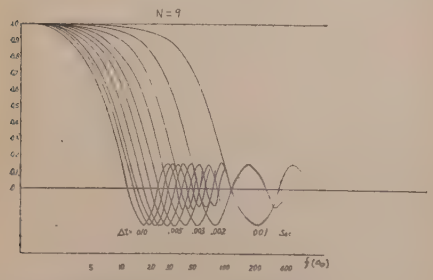
第33図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=4$ の場合



第34図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=5$ の場合

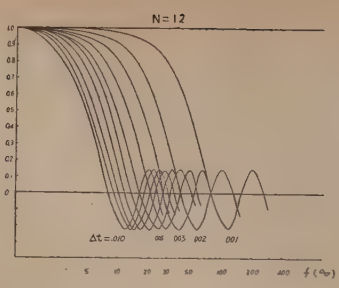


第35図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=6$ の場合



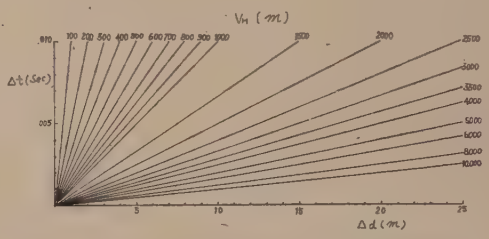
第36図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=9$ の場合

時刻差 ΔT が大きいほど，high cut filter としての性質が鋭くなつている。一般に反射波は下方から到達するので時刻差 ΔT は小さいが，Rayleigh 波等の妨害波は側方からくることが多いので，ΔT は反射波の場合に較べてはるかに大きい。これは群設置法が反射波の検出のために，$S-N$ 比を向上させる有力な手段とされている理由である。



第37図　横軸に周波数 f をとり時刻差 Δt をパラメーターとした特性図の表現　$N=12$ の場合

なお，現場で利用しやすい量としては，見掛けの速度，受振器間隔等も考えられるので，時刻差 ΔT をさらに見掛けの速度 V_H，受振器間隔 Δd に変換するノモグラムを作成しておけば便利であろう。第38図はそのノモグラムである。

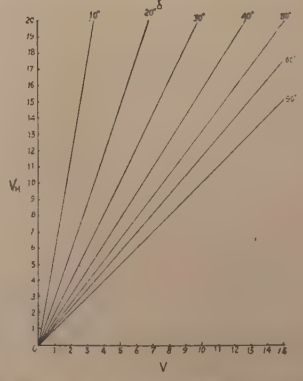


第38図　時刻差 Δt を見掛けの速度 V_H，受振器間隔 Δd に変換するノモグラム

金子[1]が，9個の場合について，Δd と V_H をパラメーターとした特性図をいくつか計算しているが，第36図の曲線群はそれに相当するものであり，第38図を併用すれば全く同じに用いることができる。

4.2　多孔爆発法

わが国ではまだ充分効果的に指向性を利用するに至つ



第39図　真の速度 V，見掛けの速度 V_H，出射角 δ の関係を示すノモグラム

ていないが，爆発点からでてゆく波に，指向性を与えることはいろいろ面白い問題を含んでいる。

真の速度を V，見掛けの速度を V_H とし，出射角を δ とすれば，これらの関係は，

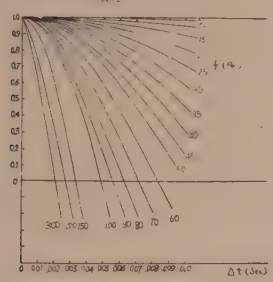
$$V = V_H \sin\delta \quad \cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots (6)$$

で示される。

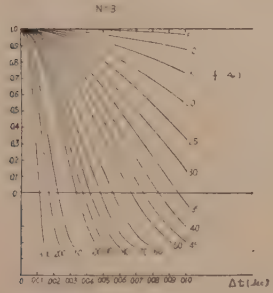
第39図に出射角 δ をパラメーターとして，V と V_H の関係を示すノモグラムを示した。これを第9～14図，第23～26図の特性図，第30，38図のノモグラム等を併用すれば指向性の制御に便利であろう。

4.3 混合法

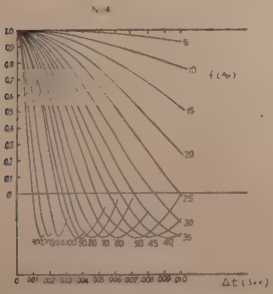
普通の混合法の場合には，$N=2$，または3程度であ



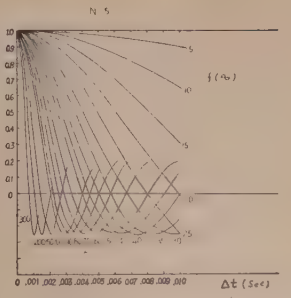
第40図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=2$ の場合



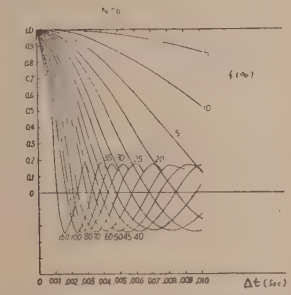
第41図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=3$ の場合



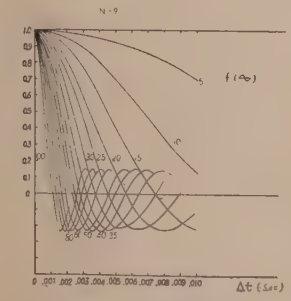
第42図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=4$ の場合



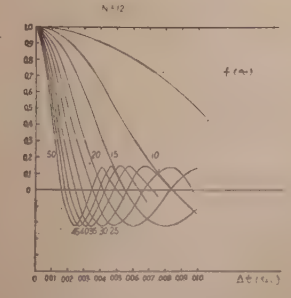
第43図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=5$ の場合



第44図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=6$ の場合



第45図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=9$ の場合



第46図　横軸に時刻差 Δt をとり周波数 f をパラメーターとした特性図の表現　$N=12$ の場合

るが，解析用再生機(Office playback machine)で行なわれる Compositing では，N を多くすることができる。

急傾斜の反射面からの反射波に対する混合法の影響をみやすくするために，周期的波の特性図を周波数 f をパラメーターとして，時刻差 ΔT を横軸によつて表現したものが，第40～46図である。個数2または3の普通の混合法の場合についてみると（第40，41図），反射波の周波数を 40～50～ とすれば，時刻差 ΔT が 3×10^{-3} sec 程度になつても波形の変形はほとんど問題ではない。当然のことではあるが ΔT をパラメーターとし f を横軸にとつた表現，すなわち第31～37図も混合法のフイルター特性を表わすものとして使用できる。

5. 結　論

反射波が，群設置・多孔爆発・混合等のいわゆるサンプリングフイルターによつて，どのように変形するかを調べ，次の結論を得た。なお，反射波としては Ricker pulse の速度波形 $R=25$（非対称形の孤立波）を用いた。

1. 重みの等しい場合

(1) 反射波の振幅は，サンプリング間隔の小さいうちは周期的波の特性図と重なり合つているが，間隔が大きくなると振幅減少率は急に減つて，やがて波形は崩れる。振幅は $1/N$ に収斂してゆく。

(2) 波形が崩れ始めるのは，周期的波の特性図が負になる点，すなわち，位相が反転する点に一致している。

(3) 波形はサンプリング間隔が増すにつれて延びる。しかし1.4倍程度延びると一様に波形が崩れ始める。

(4) 原型では $h'_0/h_0=0.45$ の非対称形孤立波が，サンプリングフイルターによつて徐々に対称形に近づく。$h'/h=0.7$ 程度で崩れ始める。

(5) 位相特性は，サンプリング個数が少なく，間隔が小さい場合は，直線型と考えても良いが，ある程度大きくなると直線性は失われてくる。

2. 対称形の重みのある場合

$N=3$ のとき，外側の重みを1として，中央の重みを $^1/_2$，1，2，3 とした場合について計算した。これはわが国で多孔爆発法として普通に用いられている3～5孔の場合にあたる。

(1) 振幅の変化は，中央の重みが大きくなると，周期的波の特性図に重なる部分が長くなつてくる。

(2) 中央の重みが小さいときは，重みの等しいときと同様に，最初の山 H から崩れ始めるが，中央の重みが大きくなると崩れ方が変わつてきて，最初の谷 h から崩れ始める。

(3) 波形の延び，非対称性の変化は，重みの等しい場合と同様に，それぞれ1.4倍，0.7倍程度で波は崩れ始める。

(4) 位相特性は，重みの等しい場合と同様に，ある程度サンプリング間隔が増してくると直線性が失われてくる。

3. 実際的応用について

(1) 初めに示した特性図は，位相角 θ を横軸にとつてあるので，現場で利用しやすい量，すなわち時刻差 ΔT，周波数 f，見掛けの速度 V_H，受振器間隔 Δd 等に変換するノモグラムを作成した。また周波数 f を直接横軸にとつた曲線群に分解して表現し，利用しやすいものとした。

(2) 多孔爆発法の指向性の制御に便利なノモグラムを作成した。

(3) 急傾斜の反射面からの反射波に対する混合法の影響をみやすくする図表を作成した。また，普通に行なわれている混合法の場合に，反射波の変形はそれほど問題にならないことを確かめた。

この研究は南雲昭三郎の御指導によるところが大きい。また，金子徹一課長からも多くの助言を得た。

（昭和34年1月稿）

文　献

1) 金子徹一：地震探鉱における群設置法と多孔爆発法の研究，地質調査所報告，No. 182，1959

2) Parr, J. O. Jr. & W. H. Mayne: A New Method of Pattern Shooting, Geophys., Vol. 20, No. 3, p. 539～564, 1955

3) Ricker, N.: Further Developments in the Wave Theory of Seismogram Structure, B. S. S. A., Vol. 33, p. 197～228, 1943

4) Rieber, F.: Complex Reflection Patterns and their Geologic Source, Geophys., Vol. 2, No. 2, p. 132～160, 1937

5) Savit, C. H., J. T. Brustad & J. Sider: Move-out Filter, Geophys., Vol. 23, No. 1, p. 1～25, 1958

6) Mott-Smith, M.: Adverse Effects Associated with Variably Compounded Seismograph Records, Geophys., Vol. 2, No. 3, p. 265～294, 1937

7) White, J. E.: Transient Behavior of Patterns, Geophys., Vol. 23, No. 1, p. 26～43, 1958

概　報

553.499：550.85(524)

北海道十勝国ユーヤンベツ水銀鉱床附近地質鉱床調査報告

梅本　悟　五十嵐昭明

ユーヤンベツ水銀鉱床は日高系粘板岩[註1)]を母岩とする浅熱水性脈状鉱染鉱床で，N 70° E 方向のものが主体をなす。なおこれを覆う河岸段丘の一部にも鉱化作用が及んでいる模様で，少なくとも，一部は非常に新しい時期の生成に係るものと推定される。

然別鉄鉱床[註2)]は，閃緑岩の迸入に伴なつて，その周辺に生成された小規模な不規則塊状磁硫鉄鉱鉱床で，小規模であるが，そのうちでも，閃緑岩との接触部に近いホルンフェルス中に期待がもてる。

註 1) 日高山脈の東側，シーシカリベツ川本流流域の一部に位置する。

註 2) 然別川支流のオソウシュ川上流に賦存する。

553.61：550.85(521.44)

福井県鬼ケ嶽陶石鉱床

安齊俊男

福井県丹生郡下および武生市内の陶石鉱床については，塚脇祐次の調査があつて，鉱床および鉱石品位について詳細に報告[1)]されている。今回，この地域のうち，塚脇の未調査の鬼ケ嶽鉱床（鉱業権者丹生郡宮崎村，田中伝外1名）の概査を行なつたので，その大略について述べる。

(1) 位置　鉱床は武生市鬼ケ嶽にあつて，武生市街の西方約 7 km，鬼ケ嶽(532 m)の北西斜面に位置する。鬼ケ嶽の北麓には県道があつて，開発に際しての運搬関係は便利である。

(2) 地質鉱床　鬼ケ嶽周辺の地質は，石英粗面岩および同質の凝灰岩からなり，岩脈状安山岩がこれを貫ぬいている。

石英粗面岩と凝灰岩とは水平に近い互層状をなすようである。石英粗面岩は灰白色緻密質で肉眼的に斑晶は認められない。

凝灰岩はきわめて種々の粒度のものがあり，ときには珪化した石英粗面岩礫を含む礫岩状のものが存在する。

鉱床はこれらの岩石化したものであるが，今回の概査範囲内では，鬼ケ嶽北西麓の谷の低地を除いて，中腹以上は広範囲に陶石化しているようである。過去において一部採掘を行なつた3号，5号の切羽を除いては全面的に露出不良で，鉱石品位分布の詳細は明らかでないが，一般に，緻密な石英粗面岩と，とくに粗粒な凝灰岩または礫岩の部分は陶石化作用を受け難く，このような部分が層状またはレンズ状をなして原岩のまゝ残つているのがみられる。しかしこのような部分の量は全体としては少量である。

陶石化の進んだ部分においても，原岩の相違によつて，緻密均質なものから粒状を呈するもの，さらに，粘土質部が斑状を呈するものなど，多様の見掛けのものがある。陶石化した部分は今回の調査範囲だけでも鬼ケ嶽の北西斜面一帯で，少なくとも，北東―南西方向に 500 m 以上，高低差 200 m 以上あり，この部分はほとんど原岩は脱色して白色，軟質の鉱石になつている。

主要不純分である鉄分は，褐鉄鉱の焼けとして割れ目に沿つて薄層をなし，かなり多量に存在する。また，赤褐色の斑点をなしていることがある（探鉱坑内）。しかし少なくとも地表においては硫化鉄の形で存在することはない。

現在みられる3号，5号の切羽が，この鉱床中のとくに良質部であるといえないので，広範囲に陶石化した，この地域一帯のうち，陶石採掘に最も適する狭義の「鉱床」の把握は，今後の精査にまつほかはない。

しかし3号，5号の切羽および，その下部の坑道の様子からみて，白色磁器に適する良質鉱は必ずしも多くなく，またこのような鉱石の存在する部分でも，選鉱実収率は，せいぜい30%程度にとどまるものと考えられる。

(3) 鉱石　塚脇の報告にもみられるが，本地域の鉱石は，石英・絹雲母を主成分とするいわゆる陶石であつ

て，化学分析結果も，天草陶石などに似ている。しかし，陶磁器原料は，多くの物理的，化学的諸性質が試験されねばならず，また使用者によつて要求する品位が異なるので，個々の鉱床について充分試験研究のうえ，使用さるべきものである。しかし一般的にいつて本鉱床のうちごく良質の部分は白色磁器原料として充分使用可能であると考えられる。

前述のように，良質の部分があまり大量にまとまつて存在することは期待できないので，陶磁器原料としては不適当な廃石の利用が，本鉱床の開発上最も重要な点であつて，瓦用あるいは白色セメント用粘土としての利用研究が望ましい。

(4) 意見　鬼ヶ嶽陶石鉱床は量的にはかなり大きなもので，今後の精査・探鉱に期待がかけられるが，現在までに認められるところでは，高級陶磁原料に適する部分はあまり多くないようである。

白色セメント・瓦用等の原料として大量の需要があれば，高級陶磁器原料用鉱石の採取も容易となり，開発の道が開けよう。

文　献

1) 福井県：地下資源の全貌，1951～1953

553.31 (524)

北海道天塩・北見地方川砂鉄鉱床概査報告

梅 本　悟　渡辺芳次

北海道枝幸郡中頓別町・同郡枝幸町・天塩郡天塩町，および中川郡美深町地内に，川砂鉄が賦存するといわれていた。しかし採取試料についての分析値が，従来1，2報告されているのみで，その他については全く不明であつたので，それらの賦存状態を概査した。その結果，それらの河川はいずれも，かつて砂金あるいは砂クロム採取を行なつた所で，水洗精鉱を得る際，ごく少量の砂鉄が随伴してきたにすぎず，したがつて砂鉄としては原砂中の含有率も全く取るに足りないもので，資源的に無価値であることが明らかとなつた。

水洗精鉱を鏡下で検するに，枝幸地区のものが最も粒度が粗く，平均径 0.4mm 程度を示し，美深地区のものが最も細かく 0.08mm 程度を示す。各地区のものを通じ磁鉄鉱・チタン鉄鉱およびクロム鉄鉱は互いに単体分離(一部は固溶体？)をなして存在し，格子状共生の粒子は全く見当らない。各地区で採取・調製した水洗精鉱の分析結果から，磁鉄鉱・チタン鉄鉱・クロム鉄鉱の3者の百分比を算出し，これを三角図表にプロットすると，地域的特性がよく現われる。すなわち，中頓別・松音知地区は磁鉄鉱・クロム鉄鉱を主とするのに反し，美深地区はほとんどチタン鉄鉱のみからなる。

詳細については「1955年未利用鉄資源第2集」に報告してある。

資　料

551.583.7 : 551.76 : 54.21.02

同位元素法による地質時代の気候条件の決定問題について*

D. P. Hajdin

小西善治訳

地質学時代の気候条件を解明することは，古地理学の重要な課題の一つとなつている。最近までは，あらゆる古気候像は，動物群と植物群との遺骸の研究，およびある岩石とその組合わせ（共生関係）の研究に，主として依存していた。例えば漂石（しばしば古期変成氷堆石質堆積物）の発見によつて，北アメリカのヒユウロン紀には，大陸氷河が発達していたことが確認された。厚い漂石質層は，石炭紀後期に，地球の履歴における最大の南半球の大陸氷河の形で残されている。乾燥気候の実在は，白雲石・石膏・硬石膏・カリ・ソーダ塩の存在により，風食生成物の広域にわたる分布により，また厚層の紅色堆積物の発達により明らかにされる。湿潤気候は，侵食，風化皮殻，挟炭層等の広域にわたる発達により確認される。

植物群の遺骸によつても，気候の帯状性がしばしば明らかにされる。例えば，石炭紀には2温暖気候が実在していた。すなわちトング植物群帯・コンドワナ植物群帯と熱帯植物群帯（ウエトフワリヤ）である。

動物群の地理学的分布にも，一定の気候学的帯状性がしばしば識別できる。例えば，北半球のジユラ・白堊紀には，珊瑚類，海胆類，Rudistes，斧足類，腹足類，アンモナイトの広域分布で特徴づけられる地中海型と，上述の型がほとんど消滅しているか，または欠失し，他の族および Cadoceras, Craspedites などのようなアンモナイト，多種多様な箭石類および Aucella, Pteria に変わつている北極型がみられる。

北極区域および地中海区域では，若干の有機物の分布特性を詳細に研究すれば，さらに分帯することが可能である。このような分帯の存在は，確かに気候的要因の作用によつて条件づけられている。とくに白堊紀後期におけるヨーロッパの北極帯では，箭石類のある種の分布状態により，西北西から東南東に共通の走向をもつ数分帯が識別されている。

相似のデータによる古気候の復元は，現象の質的面のみの表象を与えることは，明らかである。例えばある時代の与えられた地域の気候は，先行時代，およびその後の時代よりも，温暖であつたと結論できるであろう。しかし気候の各要素の量的指標（気圧・温度・堆積物の太洋の温度等）には，もちろんこの場合には欠失している。

最近研究された同位元素方法は，近い将来において，地質家の手に気候の重要な要素の1つである古期海域と海洋の水温の絶対値とを与えることを約束する。

同位元素古温度計法の概況について

一般的形態において，この方法のアイデアを提案した人は Urey 註1) である。この方法は水の酸素と，それから沈殿する炭酸カルシウムとの間に存在する O^{17}、O^{18} 重酸素の平衡分布に

---

* Найдин, Д. П.: Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии, Советская геология, № 7, p. 15, 1958

註 1) Urey, H. C.: The thermodynamic properties of isotopic substances, Jour. Chem. Soc., p. 562～581, 1947

よつている。すなわちその分布は，沈殿時の温度に左右される。水温が低くなれば，$CaCO_3$ 中における重酸素の同位元素量が増大する。

決定温度に対する酸素の同位元素の適正度は，第1に自然におけるそれの広域分布度に条件づけられる。第2には海水および海洋の酸素が交換を媒介として，その水に溶存するある種酸素化合物の酸素の同位元素組成に著しい影響を示すこと。第3には生成された酸素化合物（固相）の酸素同位元素組成の安定度は，地質時代を通じてほとんど変わらないことである。

H_2O^{16} と H_2O^{18} とは固相および液相状態の模式的溶液を形成し，温度による同位元素組成の変化の連続性を確保する。O^{18} の含量は高い信頼度で測定できる。自然においては分布度が著しく低い O^{17} の含量（O^{18} の約 $1/5$ である）は，水とそれから沈殿生成された鉱物質との間に存在する酸素同位元素分布の精確な指標として役立たない。

古気候決定にあたつては，水と酸素含有鉱物との酸素同位元素組成差が測定される。水と含酸素鉱物との酸素同位元素分布過程の基礎には，同位元素の交換現象が存在する。高温度は交換速度を増大し，水と鉱物との酸素の同位元素組成の平衡が促進され，そのために高温度下では僅かの同位元素分化のみが認められる。交換の度合は分布係数（分別化）で表わし，1成分における O^{18}/O^{16} の比が他の成分の何倍にあたるかによつて示す。同位元素交換の下では，重同位元素は鉱物の酸素中に濃集しているから，鉱物の酸素比が水の同一比の大きさの何倍にあたつているかを示す。実際上富化は水と鉱物との差をとり，％またはプロミールで表わされる。この差は鉱物の酸素同位元素の濃集度の何％またはプロミールが水の濃集度を上廻つているかを示す。この差はそれぞれの成分の酸素同位元素組成が平衡に達している場合にのみ考慮に入れられる。

水と自然に最も広く分布する無機化合物の O^{18} 重同位元素の分布（分別）係数を比較するならば，きわめて僅かな差異がそれ自体の間にみられる。例えば，水温 25° 下の溶存炭酸塩の係数は 1.0176，硫酸塩では 1.0157，燐酸塩では 1.0087 である。しかし同位元素交換過程勾配は，異なる速度で特徴づけられる（この速度で平衡値に達する）。例えば 100° でも溶存硫酸塩と，燐酸塩の交換速度を比較すると，炭酸塩の交換半減期は約1千百万年であるが，硫酸塩（中性溶液の Na_2SO_4）では 8,650 時間である。温度 20～25° では，硫酸塩の半減期は近似的に $6.45 \cdot 10^5$ 時間，約75年である。完全平衡の達成期間は近似的に 450 年である。水と燐酸の平衡はさらに緩徐に達成される。

このようにして酸素化合物のこの種の3型中で，古温度決定に適するものとしては炭酸塩だけである，すなわち炭酸塩と水との間には，酸素同位元素の平衡分布が迅速に確立されるからである。

分布係数は，エネルギーデータを基にして算出されるが，この計算は，自然にみられる僅かの変動を算出するのには信頼度が低い。実際的目的に供するには，次のようにして求められる経験的温度尺度を研究するのが適している。まず海水の平均同位元素組成に等しい酸素同位元素組成をもつ海水に，炭酸カルシウムを溶解する。次で一定の温度（サーモスタット中）で酸素を吹き込むと，炭酸カルシウムが重炭酸溶液から徐々に沈殿する。この化合物の酸素は2条件の函数である。すなわち酸素同位元素組成と既知の沈殿温度である。したがつて横座標に温度値，縦座標に $CaCO_3$ の O^{18} 濃度をとると，同位元素組成と温度との相関関係を示すグラフが求められる。狭い温度間隔（10～30°）内では，この相関関係を表わす線は，直線に近くなる。次で標準として条件的にとられた天然カルシウムの酸素同位組成を決定する。求められた直線によつて，このカルシウムの沈殿温度を決定する。他の試料の生成温度については，標準試料と比較して決められる。

このような無機温度尺度は McCrea[註2] が求めた。他の尺度については Epstein, Buchs-

註2 McCrea, J. M.: Isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature, Journal of Chem. Physics, 18, 1950

baum, Lowenstam, Urey 註3)註4) が，厳密に決定された温度下で沈殿した有機カルシウムの同位元素解析に基づいて求めた。分析には厳密に一定の水温に保つてある容器中に入れた，軟体動物の flap の特定の損傷箇所（穿孔，ぎざぎざを附する）に形成されたカルシウムをとつた。この研究によつて，無機・有機尺度の同一性が確認された。

古気候決定に対しては，O^{18}/O^{16}（方解石において）が動物群の生棲する水の酸素同位元素組成と平衡状態にあるような動物群が利用される。

Lowenstam, Epstein らの現在のデータによれば，多くの有孔虫・腕足綱・軟体動物には，水の酸素同位元素と平衡状態で酸素同位元素が沈積する。同時に珊瑚，echinoderms および海藻類は方解石を形成するが，その内の酸素同位元素含量は，生棲する水の酸素同位元素と平衡状態を示さない。さらに Epstein は，echinoderms と珊瑚にあつては，同位元素平衡が，その組織に寄生する Zooxanthellae の酸素の分泌によつて乱されることを指摘している。

さまざまな海棲動物の骨格に，酸素同位元素が沈殿する問題は，炭酸塩質骨一般の形成研究と切り離されない。Strakhov は Pia の研究を引用して，動物源炭酸塩の生成を誘導する生理学的過程が，こんにちに至るまで明らかにされていないことを指摘している。本質的差異は，酸素同位元素の蓄積過程である。すなわち無背椎動物にあつては，骨の内部および外部は，有機質被膜で覆われ，水の作用による炭酸塩の同化作用を阻止する。他の海藻類にあつては，炭酸塩質骨質生成物は，この種の保護被膜をもつていない。

方解石の同位元素解析にあたつては，約 50 mg の試料が必要である。方解石は乳鉢で（めのう）で摺つて粉末にする。有機物質の混雑物を除くために，ペリウムガスで 475～500° まで熱す。次で試料を燐酸で処理する。求められた CO_2 は，特殊の送り系によつて質量分析器のイオン源 chamber に導入し，酸素の同位元素組成の range を 0.01％以下の精度で決定する。

初成同位元素組成の保持

有機源方解石の酸素の初成同位元素組成が，地質時代を通じて保持されるかの問題が起きている。方解石の酸素の初成同位元素組成は，第1には殻の方解石を貫ぬく水の拡散，第2には他の元素同位組成水との二次交換，第3には殻物質の再結晶作用によつて乱されるであろう。

固体状物質を貫ぬく水の拡散は，生成方解石が非緻密性微構造の場合には，方解石の同位元素組成が変わる。しかし骨質遺骸が方解石の巨晶―各結晶が相互に堅く接着している―から充分なつている場合，水の拡散はきわめて緩慢に行なわれる。Urey, Lowenstam およびその他は次のように計算している。すなわち立方体の辺の長さが 1 mm の方解石結晶にあつては，酸素の同位元素組成は，温度 20° で $7 \cdot 10^8$ 年間に，全体の 3.6％が変わるにすぎない。

水とすでに堆積した固体状方解石との二次交換については Trofimov が研究し，純粋の水に入れられた 0.25 mm の白堊片は，温度 20° の下で 10^6～10^9 年間に 4.5～5％の交換が行なわれる。$NaHCO_3$ の5％溶液では，交換は同一温度，同一時間に 10～15％と計算されている。このようにして $CaCO_3$ は，酸素同位元素組成が充分に高安定性であることを示し，その安定度（交換に対する）は，結晶の辺の二乗に比例して増大する。

無水状態の再結晶作用は，本質的には同位元素組成に反映しない。水が晶出作用過程に関与するならば，初成同位元素の相関関係は乱されるであろう。

殻方解石が再結晶化作用過程を受けないで，充分巨結晶―緻密構造を形成する―で代表される場合には，水の拡散が困難であるから，酸素の初成同位元素組成は，1億万年間保持されるであろう。Urey らの研究によれば，ある種有機物の骨質遺骸には，酸素の初成同位元素組成が充分定着されている。このような骨質遺骸としては，箭石の縦溝，イノケラムスの殻等である。反対に，骨質遺骸が方解石の小結晶からなる型にあつては，溝・孔（珊瑚，echinoderms，

註 3) Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H. C.: Carbonate-water isotopic temperature scale, Bull. Geol. Soc. of America, 62, No. 4, 1951

註 4) Epstein, S., Buchsbaum, R., Lowenstam, H., Urey, H. C.: Revised carbonate-water isotopic temperature scale, Bull. Geol. Soc. of America, 64, 1953

か存在し，同位元素組成の“記録”の歪められない初成様式が保存されるのには，あまり適しないことを示している。

水の background

化石生棲環境の温度決定問題(同位元素法)は，方解石および他の含酸素鉱物—その生成は水相と関連性があるから，このような環境は水のみであるはずである—は，上述の諸要請に答える形態，記録者を求めることにあるようである。事実上において，同位元素組成の初成“記録”が保存されているならば，それ自体温度“記録”を保存する。このような結論ははやすぎるようである。というのは，方解石の酸素の同位組成は，沈殿温度ばかりでなく，沈殿が起こる水の同位元素組成によつても左右されるからである。水の background は，水の酸素同位元素の含有量であつて，温度とともに，水相内で生成される方解石の同位元素を決定する第2の要因である。現世の天然水の酸素同位元素組成は，きわめて顕著な変動を蒙むり，変動の合法則性については，いまだ完全に明らかにされていない。

Epstein およびその他の人々は，大洋中における O^{18} の相対的含有量が，一般に塩類の増大に比例して増加することを確認した。O^{18} の含量の可変性は，同一条件，まず第1に蒸発と凝縮過程に依拠している。Epstein と Mayeda[註5)] は，塩度 29 から 40‰の地表水の O^{18}/O^{16} 比を±0.1‰精度で決定した。その結果によると，O^{18} の含有量は，大洋水の同位元素組成—34.8‰にあたる—の平均値から約6‰の偏倚を示す。

H_2O^{16} の蒸気圧は H_2O^{18} の蒸気圧よりも高い。したがつて，H_2O^{16} の亜熱帯，および熱帯地域の海洋における蒸発度は高い。Epstein[註5)] のデータによれば，この地域の地表水は，平均組成の水よりも O^{18} の含有量が若干高い(約1‰)。反対に，生成される水蒸気は水に比較して O^{18}/O^{16} の比が小さいことで特色づけられる。また水蒸気の凝縮によつて生成される降水(雨および雪)も，また普通の海洋水よりも一層低い O^{18}/O^{16} 比をもつている。そのうえこの比は，あらゆる場合を通じて蒸発・凝縮過程の繰り返しによつて低下する。

雨水および雪の同位元素組成は，同一地域の同一場所においても，降水が生成される水蒸気の履歴が異なるから，著しい偏倚を示す(第1表)。極地域の水(グリンランド，シュピツベルゲン)は，水蒸気の凝縮によつて多量に生成されるが，O^{18}/O^{16} 比は著しく低く，Epstein, Mayeda のデータによれば，平均 20‰以下である。しかし Emiliani[註6)] によれば，25‰でも海洋水の酸素の平均同位元素よりも低い(第2表)。

このようにして，融氷水の作用下にある極地および極地附近の海洋水は O^{18} に乏しい。O^{18} の含量の相対的低下は，低緯度の海洋水でも認められる。寒冷の影響地帯における O^{18}/O^{16} の比は，Epstein および Mayeda のデータによれば，平均組成の水におけるよりも 0.5～1‰低い。海洋底水(低緯度地域—その生成は極地域の水が大きな役割をなす—でも，同位元素比は，平均組成の太洋水よりも 0.2～0.4‰低い。

河水は，雨および雪と同様，酸素の同位元素比は，著しい変動を示す。巨大な河川の下流地域では著しい変化を示し，当然のことであるが，普通の海洋水よりも常に低い。このようにして，塩度と同位元素組成の上述の一般的傾向がみられるにもかゝわらず同一塩度でも，海水の同位元素組成は多くの場合異なるはずである。例えば，融雪によつて形成される水(O^{18}/O^{16} の相関比 17‰標準より低いには，約3.8倍大きい海水の，O^{18} の含量を減少させる。

地質時代における水の background

現世水の酸素の同位元素組成の変動が，このように著しく，変動の原因自体が充分多様であ

註 5) Epstein, S., Mayeda, Z.: Variation of O^{18} content of waters from natural sources, Geoch. et Cosmochimica Acta, 4, 1953

註 6) Emiliani, C., Epstein, S.: Temperature variations in the Lower Pleistocene of Southern California, Journal of Geology, 61, No. 2, 1953

第1表　海洋水および淡水の酸素同位元素組成（Epstein, Mayeda による）

試料採取箇所	塩度 (‰)	深度 (m)	平均同位元素組成 (‰)
1. 海洋水			
大西洋　N 30° 47′ W 25° 25′	37.4	10	− 0.90
〃　N 30° 47′ W 25° 25′	35.4	1000	− 0.05
太平洋　S 02° 51′ W 88° 20′	34.4	20	− 0.09
〃　S 02° 51′ W 88° 20′	34.6	1000	− 0.34
〃　S 13° 25′ W149° 30′	35.8	0	− 0.34
〃　S 13° 25′ W149° 30′	34.6	1000	− 0.20
〃　S 13° 25′ W149° 30′	34.7	4000	− 0.48
2. 頽海地帯の海洋水（融氷水で洗われている）			
太平洋　N 48° 53′ W135° 00′	32.6	0	− 1.22
〃　N 57° 00′ W150° 00′	32.9	0	− 0.95
グリーランド沿岸地域	16.2	0	−11.07
グリーランドの東海岸	29.3	0	− 3.35
3. 淡水			
雪（シカゴ）			−17.02
雨（〃）			− 7.12
〃			− 6.55
ミシガン湖			− 6.13
ミシシッピイ川（セントルイス）			− 8.89
〃			− 4.89
コロンビア川			−17.45
great salt lake	219.5		− 7.44

第2表　水圏の酸素の平均同位元素組成
（Emiliani による）

試料採取箇所	水の量 ($\times 10^6$ km^3)	同位元素比の平均値 O^{18}/O^{16} (‰)
海洋	1360.0	0
氷	16.5	−25
淡水	0.5	− 7
水蒸気	0.01	7〜16

るならば，どのようにして地質時代の水の同位元素組成に関する問題に approach すべきか。

海水の同位元素組成に関する問題は，その地質時代における容積と塩組成問題と密接な関係をもつている。こんにちに至るまで，海の容積（ある研究者は水塊が著しい変動を蒙むると考えているが，他の研究者は地球の発達過程における海洋水塊の容積が定常であると認める傾向がある）ならびにその組成（1研究者はさまざまな地質時代における海洋・海の塩の含有量が本質的に変わると考えているが，他の人は海水の組成が時間的に不変であるという見解を支持している　に関して，相対立する観念が述べられている。

最も根拠のある考え方としては，Vernadskii が幾度となく繰り返している考え方 −海洋水塊の定常と地質時代におけるその組成の不変性−である。

最も古い地質時代の沈殿物−原生代沈殿物−から，水の一般的な組成とその存在形態は，現代のそれと相似であつたばかりか，その量も同一であるか，それに近い状態にあつたはずである。その生成が，水と関連性のあるような多様な鉱物類では異なつていたようである。しかし

この種鉱物類は，全地質時代にわたつてその性質，量的関係および共生関係については同一である。海進および海退期には，常に同一状態の単一液相塊の移動のみが起こり，その移動状態はあたかも全海洋が“跳ね上る”ような状態を示し，その質量は不変である。

多くの地質学者および地球化学者は，Precambria 時代（おそらくそれより早く）から，海洋への河および火山の塩の流入は，有機源および化学的堆積物の沈積による運び出しによつて平衡していたことを考えている。

われわれは，すでにカンブリア時代に，海と陸地との間に（膨大な規模に達する）塩平衡が成立して存在していた。この時代からこんにちに至るまで，海洋・岩石の特性についても，有機物，海の化学的組織の変化にも，大気の組成にも；なんら変わつていないばかりか，海洋の塩塊の組成にも，なんらかの著しい変化が起きた跡がみられない。

まさにカンブリア時代には，火成岩の破壊および火山噴出物の導入によつて海洋の塩塊が発生し，同位元素水 background がこれを基盤として形成されたと考えられる。カンブリア時代における水の background の生成経路と特性とについてはほとんど知られていない。ある計算によると，カンブリア時代の海洋における O^{18}/O^{16} の減少が推定されている。堆積源の珪酸塩には，火成源珪酸塩に比較して，酸素の重同位元素を多量に含んでいることが確かめられている。堆積源珪酸塩の酸素重同位元素による富化は，生成時の水との交換過程で発生した。したがつて同位元素の同量が，海洋水で失なわれるであろう。このようにして，時間の経過に伴なつて生じる海洋水の重同位元素の喪失は，堆積岩および火成源珪酸塩の O^{18} の含有量の差として算出できるであろう（第3表）。

第3表　珪酸塩岩石の酸素の同位元素組成（Baertschi による）

岩石の名称と産地	標準値からの O^{18}/O^{16} 値の偏差 (‰)
火成岩	
片麻岩状花崗岩（カンブリア紀）；ダコタ洲（標準試料）	0.0
玄武岩（グリーランド）	− 4.5
黒曜石（〃）	− 4.5
玄武岩（コロンビア河，オレゴン）	− 1.5
現世熔岩　エトナ	− 1.5
〃　バリクチン	− 0.5
〃　ハワイ	− 1.5
堆積岩	
珪岩（カンブリア紀）；ラグラドール	+ 7.0
珪岩（カンブリア紀前期）；ベルモント	+ 2.5
珪岩（カンブリア紀後期）；ウィスコンシン	+ 4.0
花崗質砂岩（三畳紀）	+ 2.0
頁岩（オルドビス紀前期）；アイオワ	+ 6.0
シリカ（白堊紀）；英国	+15.0
珪藻土（中新世）；カリフォルニヤ	+22.0

海洋の酸素同位元素組成の問題は，一般的な形態では海洋水の成因問題と切り離せない。海洋水は遠くカンブリア時代に地球を覆つていた濃密な大気によつて生成されたものであるか，あるいは地球の深部から噴出された蒸気，その他の揮発物質の蓄積によつて生成されたものである。太洋の同位元素組成の問題は，海洋水の履歴によつて決定されるであろう。

極端な場合には，塩含量および海洋水の同位元素 background は，主としてカンブリア時代に形成され，こんにちに至るまで，塩組成も同位元素形成も，著しい変化を蒙むらなかつたようである。

しかしカンブリア時代の全地質時代を通じて，海洋水の組成，質量の定常観念は，この値の周期的変動の（存在）可能性を排除するものではない。容積および組成の周期的変化は確かに起こつている。例えば水の容積は氷河期に巨大な氷塊の出現により，また沈積堆積物の形と同時に水の後退によつて減少側へ若干変わることがある。

地質時代の規模では，ある平均値を中心として変動するから，量的にも質的にも一定で，かつ不変の状態で現象する。

容積と組成との周期的変動は，具体的な時間断面における水の background の強さを解明することによつて，きわめて本質的なものとなる。例えば O^{18}/O^{16} 比の著しい乱れは，氷河期に起こつている。

すでに述べたように，海洋水の同位元素組成は，融氷水の作用によつてとくに著しい変動を蒙むつている。過去の巨大な氷塊は，古期温度の決定に著しい影響を及ぼすはずである。このことは，洪積世および現代について Emiliani註7) が行なつた計算で明らかにされる。現在存在する全氷塊が水に転化したと仮定するならば，海洋の同位元素組成は 0.3‰低下し，計算によると，同位元素温度は平均 1.3° 低下することになる。洪積世には氷の容積は $59 \cdot 10^6\ km^3$ であつた。氷は，現世の氷河と比較してはるかに低緯度線地域に分布していた。洪新世氷の酸素の平均同位元素組成は，現在この地帯に降る雪の同位元素組成—規準より 15‰低く—とあまり異ならないことが考えられる。したがつて膨大な氷塊の形成は，海洋水の O^{18}/O^{16} 比を平均 0.4%高め，同位元素温度は対応的に 1.7° 上昇することになる註7)。

水の background の消去の可能なみちについて

化石素材の研究によつて，さらに増大する現世海，海洋の background の変倚性は，望ましい結果を求める可能性を制約する。

water background を消去するためには，2つの方法が考えられる。(1) 方解石ばかりでなく，他の酸素化合物について沈積温度を平行的に決定する“対温度計”と (2) 鉱物に含まれている結晶水の酸素の同位元素組成とを研究する方法である。“対温度計”の理論的課題は，きわめて魅惑的にみえる。同一成因の初生含酸素鉱物（例えば燐酸塩または硫酸カルシウム，あるいは珪酸塩と対に方解石をとる）について，2個の未知数—沈殿温度と水の同位元素組成—をもつ2次方程式を解いて求められる。したがつてこのような2次方程式によれば，water background の同位元素組成を研究する必要性がなくなる。

しかし“対温度計”のアイデアを実際上具体化するには，きわめて重大な障害に出会する　そのおもな原因としては，堆積源の鉱物の酸素（燐酸塩・硫酸塩その他の含酸素化合物）が水の酸素と交換する能力が低いことである。しかし交換が水および鉱物の酸素の間に成立するような生化学的過程が存在するものと推定されている。

Urey ら註8) は，その生成が有機物の生活活動と密接な関連性のある燐酸塩類では，水との交換を著しく促進するような酸素の作用過程を発見することが期待されると報告している　しかしこんにちに至るまで，類似の作用過程は知られていない。おそらく現世の海棲有機物に行なわれている生化学的過程—燐酸塩の同化作用—を全面的に研究してから，温度計的決定に対する燐酸塩の有用性について，最終的結論を下すべきである。そのほかに，方解石および燐酸塩とともに含まれている化石の骨質遺骸もとりあげるべきである。例えば頭足類の成長線は全体として方解石からなつているが，断片は霰石からなつている可能性がある　Grandjean 註9)，よ

註7　Emiliani, C.: Pleistocene temperatures, Journal of Geology, 63, No. 6, 1954

註8　Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., Mckinney, C. R.: Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southeastern United States, Bull. Geol. Soc. of America, 62, No.4, 1951

註9　Grandjean, F.: Le Siphon des Ammonites et des Belemnites, Bull. Soc. Géol. France, IV, ser. X, 1910

belemnites のサイフオン壁と頭部の隔壁とには，燐酸カルシウムを多量に含んでいることを確認している。初生方解石と燐酸塩との酸素同位元素の平行的研究を進めるならば，この両種鉱物における O^{18}/O^{16} 比の相関関係の性質に関する観念が得られるであろう。

ある種の珪酸塩は水と酸素との交換をきわめて迅速に行なうことが知られている。しかし堆積岩のこの種鉱物グループは，含水珪酸塩で代表されるから，第三の複雑な要因—酸素の同位元素組成の状態がいまだ研究されていない含水珪酸塩による—に関連性のある新しい困難に当面する。これらの諸例は，現在 "温度対" の問題が実際上に応用するために必要な解からほど遠いことを示している。

いまだ低度の発達を示している water background を消去する第2の方法は，ある種鉱物の結晶水の酸素の同位元素組成の研究である。鉱物に含まれている結晶水の酸素同位元素の組成を研究すれば，この鉱物が沈殿した環境の水の酸素同位元素組成が決定される。さまざまな濃度の H_2O^{18} 溶液の塩の晶出実験によれば，結晶水の O^{18} 含量は，水環境(媒質)におけるよりも低いが，全鉱物に対する分布係数はそれ自体の間ではきわめて近い値を示す。

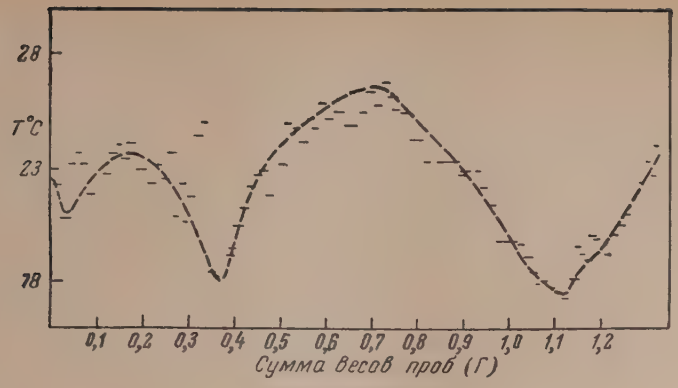
季節温度と平均温度

Epstein らは，Bermuda 島附近の大西洋底の浅水中に棲息する現世軟体動物および他の有機物の温度と殻との成長関係を研究した。分析の場合に，季節によつて生長すると考えられる殻

第1図 現世斧足類 Chama Macerophylla (Bermuda 産) の殻の季節的成長温度
(Epstein, Lowenstam の Temperature-shell-growth relation of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda, Journal of Geology 61, No. 6, 1953 からとつたもの)

のさまざまな部分から，方解石試料を作成した。斧足類の場合には，試料を統一するために，第1図に示すように，2垂直断面 A, B についてとつた。例えば，Chama macerophylla の弁の方解石は，温度が 21° を超える場合にのみ沈積する。底棲有孔虫類も夏季だけに成長する。研究された頭足類の大多数は，1年中を通じて方解石が成長する。これは Strombus gigas 型の例によつて示される(第2図)。この動物の殻は，冬期では 16～18°，夏期では 25～27° 温度で成長する。また比較的低い温度(平均温度 19°)で成長する斧足類(Pinctada radiata)も明らかにされている。

化石素材についても，季節的成長温度を決定する可能性がみいだされている。Urey とその他は，スカイ島産のジュラ紀の斧足類のさまざまな成長線からとつた方解石の同位元素組成を

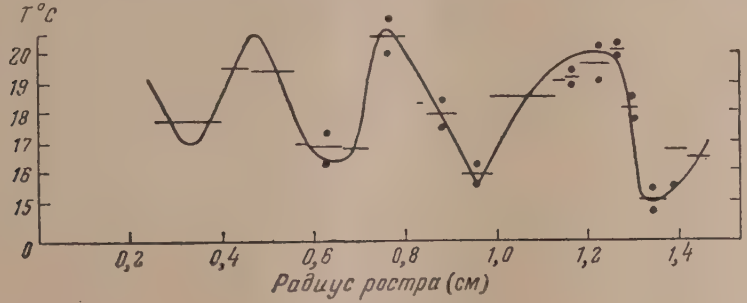


試料の重量総数

第2図　Bermuda 島産現世頭足類の殻の季節的成長温度
（第1図と同一データからとつたもの）

研究した。採取された試料の成長線の直径は 2.5 cm であつた。成長線が若い階梯を示す試料は採取できなかつた。この試料を処理した結果，第3図に示されているようなこの種斧足類の成長温度曲線が求められた。この曲線によれば，斧足類は若い階梯後に夏2回と冬期4回を過したことを示している。

若年時代には，この例では，後半生よりも一層温暖な水のなかに棲息していた。温度の変動の大きさは 6° で，平均温度は 17.6° である。



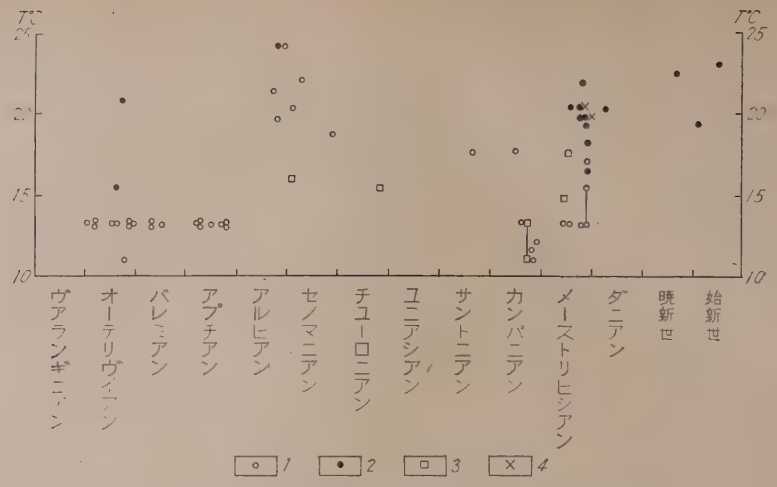
生成線の半径 (cm)

第3図　ジュラ紀斧足類について決定された温度の季節的変動（Urey のデータによる）

この研究を行なつた人には，次のことを指摘しているのはまつたく正しい。すなわち，この研究では類似の，驚くべき結果が誘導されるような“過然的”拡散，または交換過程を考えることは難しい。これらの研究および他の研究は，確かに確信をもつて，方解石成長線の初成同位元素組成が保持されることを立証している。

殻がきわめて微細であるために，その種々の部分から試料を採取することが不可能な場合がしばしばある。このような場合には，殻の各部分が1試料として供されることになる。求められた数値はどのように解釈されるか，成長線が年輪形態のものを解析するならば，平均年間生棲温度値が求められるであろう。1年間を通じて暖季にのみ成長する斧足類の方解石が，解析データに混入する場合には平均年間温度でなく，殻成長季の平均温度値。斧足類の場合には夏季に関する観念が与えられる。

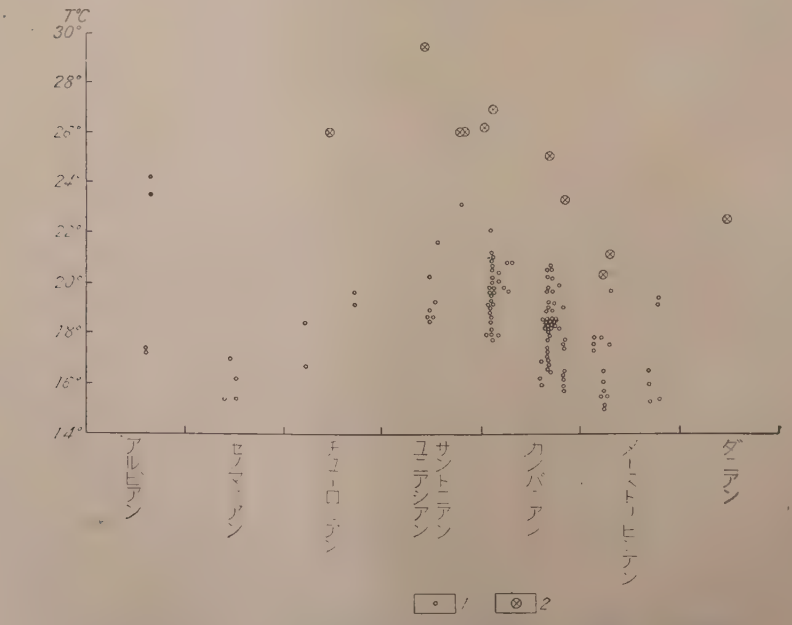
化石床の温度様式に関しては，群棲をなして確かに生活を営んでいたと考えられる化石遺骸系だけについて，結論を下すことができる。瀬海型の化石遺骸では最も多様な温度値を示す。一般的にいつて，この型の化石遺骸では平均年間温度の観念が与えられない。クリミヤのメーストリヒシアン世晩期海の浅海に棲息していたカキ化石について，Teis は 18～21 の温度を



第 4 図 白亜紀箭石類・斧足類・古期カキ類の殻の方解石の酸素同位元素に関して決定された温度(クリミヤ)

決定している。この温度は，この地域の夏期の水温にあたる。

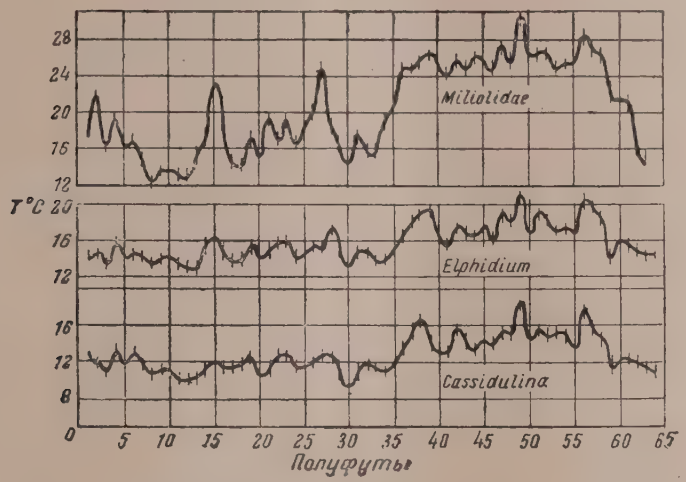
平均年間温度に関する一層価値あるデータは，遠洋型，例えばプランクトン，有孔虫，ある種の箭石類等である。クリミヤ産のメーストリヒシアン世晩期の箭石類については，13～15° 温度が決定されている。この温度は，生棲時の平均年間温度と考えられる。Lowenstam と Epstein の研究によれば，白亜紀晩期の多くの有機物(カイ類・イノケラムス・頭足類等)は，それと共棲する箭石類と比較して，著しく高い温度値を与える(第 5，7 図)。このことは，一方では箭石類，他方ではカキ類，ペクテンおよびその他の化石型の生棲温度は，異なる意味をもつてい



第 5 図 西部ヨーロツパの白亜紀晩期の箭石類および頭足類によつて決定された平均温度
(Lowenstam, Epstein の Paleotemperatures of the Post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journal of Geology 62, No. 3, 1954 からとつたもの)

ることで解明される。すなわち第1の化石型の温度は，生棲環境の平均年間温度を表わしているが，第2型のものは，夏期の温度のみを示しているであろう。多くの有機物類は，1年間の季節によつて，また一定の成長階梯において，その生棲環境を変えることも考慮に入れる必要がある。

研究対象の化石群に，dimorphism が存在する際には，方解石の酸素同位元素解析データの解釈が，きわめて複雑となる。こゝで問題となるのは，同一種の異なる(化石)形態が，異なる季節に発達し，この季節に特徴的な温度を，それぞれ記録することである。このような現象は，南カリフオルニヤのサン　ペトル産の洪積世初期のいわゆる“ロミットマアル”の切羽面から採取された有孔虫殻の方解石の O^{18}/O^{16} 比を研究した Emiliani と Epstein とが立証している。この研究によれば，さまざまな有孔虫の代表種 (Cassidulina, Elphidium, Miliolidae) の絶対値は異なるが，全動物群の温度変化は，最高・最低温度のピークが，驚くべきほど一致し，同一であることを示している(第6図)。絶対温度値が異なるのは，3群の代表種の生棲温度が異なることで，部分的には説明できるであろう。この群の現世種の代表的なもの—メキシコ湾に生棲している—について求められた値と比較すると，洪積世初期の Miliolidae は，深度 20 m, Elphidium は 60 m, Cassidulina は 120 m に生棲していることが推定される。



単位：1/2 フート

第6図　異なる有孔虫によつて決定された南カリフオルニアの洪積世初期の温度変化を示す。(Emiliani, Epstein の Temperature variations in the Lower Pleistocene of Southern California, Journal of Geology, 61, No. 2, 1953 からとつたもの)

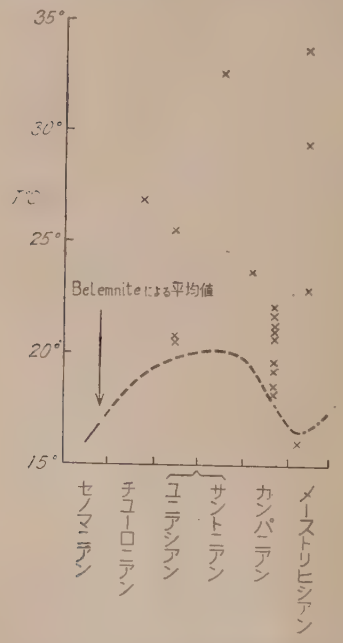
しかし深度要因は，他の要因，すなわち多様な科と属との種によつて複雑化する。この種の動物群は，異なる季節に方解石が生長し，それ自体異なる温度が定着している。有孔虫類では，種族の交代が観察されている。すなわち同一種中にも，微球状と巨球状形態が存在し，そのうえ冬期には，微球状形態のものが，夏期には巨球状形態のものが最も多く分布している。解析された Miliolidae と Elphidium では，微球状形態のものがきわめて少ない。したがつて，この2動物群について求められた結果は，夏期温度に対応し，絶対温度値の異なるのは，事実において，生棲深度の差によるものであると推定される。Cassidulina 属の構成には，微球状形態のものと，巨球状形態とが，ほゞ同数含まれていた。この場合には，温度は年間平均値に近いであろう。Emiliani, Epstein は，Cassidulina 属種が Elphidium の特殊属より深海に生棲していたことは疑わしいと考えている。

上述の諸例は，さまざまな有機物遺骸の方解石の酸素同位元素解析によつて求められた値の真の意味を読みとることの複雑さを示している。したがつてこの値の解明は，綿密な古生態学

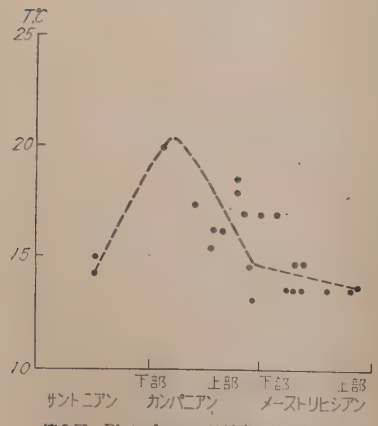
(paleoecology)的解析に基づかねばならない。

地質時間内における温度変化

各地層から採取されたある種の有機物遺骸について，年平均温度値が得られるならば，地質時間の流れとともに起こつた温度の変化の一般的な特性を明らかにすることが可能となる。



第7図　西部ヨーロツパの白亜紀後期の温度変化
箭石類（belemnite）およびイノケラムスによつて決定されたもの
（第5図と同一データからとつたもの）



第8図　Plate-forme 地域産の箭石類の年間成長温度

相当長期間にわたる地質時間の流れにおける平均温度変化に関する最初のデータは，Lowenstam, Epstein が求めた。西部ヨーロッパおよびアメリカの南東部の上部白亜系から採取された belemnite について平均年間温度を決定し，白亜紀の初期（セノマニアンとチューロニアン）には，この膨大な地域では温度が徐々にあがり，次で極大（コニアシアン，サントニアン）に達し，カンパニアン，メーストリヒシアンには温度の低下が起こつた（第7図）。

Plate-forme から採取された belemnite についても，カンパニアンからメーストリヒシアンにかけて平均温度の低下が認められている。しかし Plate-forme の予察決定による温度の極大値の状態は，Lowenstam および Epstein が誘導した結果と若干異なつている（第8図）。この差異は Plate-forme および西部ヨーロッパにおける上部白亜系中部のデータが足りないためである。あらゆる場合を通じて，Plate-forme ではサントニアン—珪質沈殿物が広域に分布している時代—に対して，極大温度値が期待できないようである。

クリミヤの白亜系から産出する belemnite に基づく平均年間温度に関する若干の試料が求められている。オーテリヴイアン，バレミアン，アプチアン時代には，年間温度は均一（13.3°）であつた。しかしアプチアン晩期およびセノマニアン時代には年間温度の上昇（18.8～24.1°）が認められている。サントニアン，カムパニアン，メーストリヒシアン時代には，ふたゝび温度の低下が指摘されている。

前章の Emiliani および Epstein の研究は，南部カリフオルニヤの最新世初期の前半期には，寒気，次には暖気の気候に代わつていることが確認されている。

きわめて興味あるデータは，カリブ海・太平洋・大西洋の深海堆積物のコーアから採取された第三紀および第四紀有孔虫に基づいて年間平均温度を研究した Emiliani が発表している。遠海性および底棲動物型についてみると，太平洋および大西洋の表面水および底水に対応して温度の緩低下が認められる。大西洋の深海堆積物のコーアから表層水（深度 30～40 m 以下）

中に生棲する *Globigerinoides sacculifera* と Gl. rubra を同定した。コーアの漸新統部分の試料は，採取試料位置の8月の現世温度と一致する温度を示している。中新世に対しては，現世温度より約 4° 低い温度が求められた。

第4表　遠海棲有孔虫によつて決定された第三紀の大西洋の熱帯および亜熱帯における年間平均温度 (Emiliani による)

コーア番号	試料採取位置	深度 (m)	年代	平均温度 (°C)	現世温度 (°C)
234	N 5° 45′ W 21° 43′	3,577	中新世初期—中期	22.8	26.5
A 164—30	N 30° 04′ W 76° 57′	1,120	〃	24.1	28.0
A 167—22	N 29° 50′ W 76° 28′	2,215	漸新世中期	28.3	28.0

太平洋の熱帯地区の底棲有孔虫—漸新世の中期から始まつて鮮新世後期にわたる—は 8° の温度を記録している (第5図)。全緯線地域における深海 (太洋) 水の温度は，極地域の表層水の温度に左右されるから，求められたデータは，極地域の表層水の温度低下に対応して決まつてくる。

第5表　底棲有孔虫によつて決定された第三紀における太平洋熱帯地区の底水の年間平均温度

コーア番号	採取試料位置	深度 (m)	年代	平均温度 (°C)
58	N 6° 44′ W 129° 28′	4,440	鮮新世後期	2.2±0.5
57	N 8° 25′ W 128° 48′	4,607	鮮新世中期—後期	7.0±0.5
53	N 15° 34′ W 127° 11′	4,725	漸新世中期	10.4±0.5

大西洋の赤道地区およびカリブ海に産する遠海洋棲有孔虫殻の方解石の酸素同位元素決定によれば，最新世時代には，表層水は約 6° 範囲の周期的変動を示し，約40,000年にあたつている。Emiliani は，最底温度を氷河期に，最大温度値を間氷期に結びつけている。後氷河期の温度変化については，詳しいデータが求められている。温度が16,500年前から徐々に上昇し，6,000年前に極大値に達し，その後は，僅かの温度低下が指摘されている。

底棲有孔虫殻の酸素の重い同位元素含量の研究によれば，氷河期における太平洋赤道地区の底水温度は，この地域の現代底水温度より 21° 低い。これは氷河期にこの地域に巨大な氷塊が侵入したためである。

さまざまな課題解決への同位元素様式の古生物温度計 (Paleo thermometer) の適用について

有機方解石における O^{18}/O^{16} 比の決定方法によれば，古生物温度計に基づいて，例えば，海流の方向と特性，その出現問題，反対に2海盆間の結びつきのそう失，気候帯の拡がりについて，多くの重要な古地理学的結論をくだすことが可能となる。おそらく近き将来においては，古海の等温度線図を編纂できる可能性がでてきている。この場合には，広域古生物温度計データの一般化は，厳密な層位学的対比資料によつて基礎づけるべきである。模式的な場合における古生物温度計データの同時性は，試料を採取した層準の岩石の絶対年代の決定によつて裏づけできるはずである。カリブ海，大西洋，太平洋の第三紀堆積物に含まれている有孔虫に関する Emiliani の研究には，このような模式的な場合が記載されている。Emiliani は，深海堆積物のコーアの各層準の年代をイオニウム方法，放射炭素法およびその他の絶対年代決定方法によつて研究した。

しかしさらに古生物学温度計研究方法に習熟した後には，逆の問題すなわち，与えられた層準産の有機源方解石によつて決定された温度に基づいて，その層準の層位学的位置を確立することが可能であることを考えるべきである。例えば，北アメリカ，西部ヨーロッパ，ソ連のヨーロッパ地区のメーストリヒシアン産 belemnite によれば，この時代は，比較的高くない温度が続いたが，カンパニアン時代には，同一地域において一層高温度であつたことは，確かに，層位学的指標とみなすことができる　層位学的課題の解決へのこの方法の適用は，古地理学的課題の解決の場合と同程度に期待をよせることができるであろう。

方解石の O^{18}/O^{16} 比の決定に基づく方法の適用は，上述の課題に限られていない。すなわちこの方法を用いると，化石有機体の古生物学的特性系列例えば与えられた有機体の寿命，さまざまな進化階梯の温度（環境）等を明らかにする際に，きわめて重要な知識が求められるからである。

O^{18}/O^{16} 比の特性によれば，岩相の若干問題を解明できるであろう。例えば，最近までは，浅水地域の現代の炭酸塩游泥中から産する霰石の針は無機源であると推定されていた。Lowenstam および Emiliani は，バハマ島産の（游泥）霰石の針の O^{18}/O^{16} 比が，よく知られた無機源の鮞状岩，および他種炭酸塩よりも海藻炭酸塩の比に著しく近いことを指摘している。この事実によれば，霰石の針が主として有機源であると結論できる。最後には，凍結問題にこの方法が利用できる可能性がある。

近き将来の問題

同位元素様式の古生物学的温度計方法の発達は，次の2つの条件が完遂された場合にのみ確保されるであろう。

1)　求められた結果に及ぼす“water background”の影響の主法則性を明らかにする必要がある。模式的な場合については，“water background の消去，例えば，”double thermometer—2個の含酸素鉱物の沈殿温度の平行決定—を作ることにより，また結晶水によつて一般に消去できるであろう。しかしこの途で出会する困難，すなわち同時性含酸素鉱物，例えば同時性方解石および燐酸カルシウムを同一層準で常に発見できるとは考えられないことを考慮に入れるべきである。したがつて water background の消去研究とともに，さまざまな地質時代に属する（特性の異なる）海盆地域の“water background”の補正値を確立する研究を行なうことが必要である。このためには，現代の天然水，まず第一に大洋水および海水中における酸素同位元素の分布を決定し，地質時代における酸素同位元素比の変化の特性を決めることが必要である。この補正計算において大きな意味をもつているのは，地質時代の海水塩の濃縮度決定である　Stadnikov の提唱した，堆積岩の変態特性にみられる交換反応の研究方法によれば，この問題に具体的に近づくことができる註10)。

2)　有機源カルシウムにおける O^{18}/O^{16} 比の古生物学的温度計の発達は，現棲有機体が生成する炭酸塩の酸素同位元素の分布特性研究を行なわなければ無意味である。

さまざまな現生の動植物骨組遺体の，酸素（重い）同位元素の蓄積特性に関して行なわれた研究結果に，化石素材の処理によつて求められたデータの解釈を基礎づけるべきである。現代のデータによつて，初めてさまざまな有機体型の方解石に含まれている，酸素の重い同位元素の蓄積過程に及ぼす生物学的影響（さまざまな有機体方解石の成長にみられる季節性，さまざまな生活期または1年中のさまざまな時間における（温度様式によつて異なる）海盆地域の多数の有機体の生棲環境（有機体のさまざまな成長階梯における方解石の蓄積にみられるさまざまな強度），現世の生物集団の研究によれば，一方では囲繞水の酸素の同位元素組成と，均衡状態の酸素の重い同位元素を含む方解石の成長型態が，他方では酸素同位元素平衡が生活活動に

註10) Stadnikov は，とくに二畳紀海の塩化ナトリウムの濃縮度が大西洋のそれにきわめて近いが，カルシウム塩の含有量は若干低い。

よつてすでに乱されている型態が解明できる。

結論として次のことを強調しておく。すなわち水から沈殿した方解石の O^{18}/O^{16} 比の決定に基づく方法は，地質学者・古生物学者に興味のある課題の解決に適用できるばかりでなく，この方法は生物学的研究および海洋学的研究にも使用して，立派な成果をあげることが期待できる。

551.24(527)

カラフトの造構様式の問題について*

A. V. Sollovev

小 西 善 治 訳

カラフトの現在の造構様式は，カラフト島の地形学的特性——すなわち南部のアニワ湾から，北部のバイカル湾にまで延びている2つのきわだつた山脈と，その山脈で分かたれている谷で特徴づけられる——に基づいている。

Smehov および Alekseichik の造構図式にみられる3つの地形学的要素は，3造構造帯，すなわち西部カラフト背斜帯，東部カラフト背斜帯，およびそれによつて分かたれる中央沈降凹地，または中央向斜帯に対応している。

やゝ詳しく区分されている2造構様式は，未発表のものと同様に，研究対象領域の造構発達，個々の造構帯の特性，現存褶曲の地形，地球物理学的データ——カラフトの深所造構構造によつてある程度の推定が可能である——を考慮に入れないでつくられている。

第三紀の地質時代におけるカラフト島の状態に関する問題については，現在においても，一致した見解が存在しない。文献上では，この地域が地向斜地帯であつたという，最も普及した見解とともに，Plate-forme 型擾乱地帯であつたという見解が繰り返し述べられている。この種 Plate-forme 型は echelon 型に連接する断続的な短縦褶曲——Belousov による——構造が卓越的に発達すること，第三紀堆積物の褶曲構造の特性と，非対称性褶曲にみられる一定法則性を欠失していることで決められる。

Alekseichik は，カラフトの地体構造に特徴的と思われるこの種の指標に基づいて，全地域を“カラフト島の東部の現世輪郭”を形成する Plate-forme と地向斜との間に発達する中間地帯または前面沈降凹地と考えるのが，一層合理的であることを認めている。Gnedin は，全地域の重力および磁場に関するデータの解析と，北部における重力・磁気変化に基づいて，カラフトの西部を Plate-forme に，東部を Plate-forme と地向斜帯との間に存在する移行帯に入れている。さらに Gnedin はタタール海峡の発生を，造構運動および破砕帯——この地帯に沿つて第三紀に沈降が起きた——の存在によつてでなく，侵食活動で解釈しようとしている。

Alekseichik および Gnedin の結論は，一寸みると，これ以上裏づけが入らないようにみえる。カラフトの個々の地域では，すなわちその北西部では，Plate-forme 型のなだらかな背斜褶曲が現実に観察される。大陸に最も近接して分布する部分では，重力および磁場の状態は，他の地域と若干異なつている。例えば，東部地域には，極大・極小帯が局部的に線状に現われている。しかし北半部の西部は，重力の値が高くなるのが特徴となつているが，重力異常帯は発散状態を示している。

著しい相違は，北半球の磁場である。その東部では，磁場には僅かな変動 (80 γ) が認められるが，西部では差動変動を示し，その強さが高まる。

カラフトの南部地域，とくに西部は，地球物理的調査が，広域にわたつて完全に行なわれていない。したがつて，調査地域の観察結果をもつて，全地域を推定している。この種の傾向は，少なくとも Gnedin にみられるが，危険である。

多くの研究者の見解によれば，地向斜帯は，Plate-forme 帯と異なつて次のような特徴をもつている。すなわち，

(1) 構造造機構からみて，地塊が最も解体されている地域で

* Солловьев, А. В.: К вопросу о тектонической схеме сахалина Известия, Серия геологическая, № 12, 1958

(2)　隆起帯と沈降帯とが(密に)交播性(alternation)を示し

(3)　正・負の造構運動の振幅が大きく

(4)　個々の地域では運動指標の変化が認められ

(5)　地向斜帯を構成する堆積物には激烈な造構擾乱の跡が現われている。

Plate-forme 地域では，次のような現象が特徴となつている。すなわち褶曲構造が水平に発達する地層中に，局部的に，かつ孤立状に認められるが，線状褶曲(linear fold)を欠き，地塊の運動方向は横移動性を示す。

Belousov によれば，地向斜帯は"完全"褶曲または線状褶曲で特徴づけられる。すなわち明確な特徴としては，全褶曲構造が共通の走向性をもち，褶曲の発達には連続性が認められることである。このことは褶曲が全地向斜地帯を覆つていることを意味している。

カラフトには Plate-forme 型または中間型褶曲で特徴づけられる地域とともに，地向斜地帯に模式的な完全褶曲，または線状褶曲が認められる地域が存在する。この種地域は，西部カラフト山脈およびその西部山麓平地地帯にみられる(カラフト南部の西海岸地帯)。

西部カラフト山脈は，複雑な構造を示す複背斜である。その地体構造は，現在にいたるまで，依然として明らかにされていないが，カラフトの造構要素は，いかなる場合にも，Plate-forme 型——"テラス"(terrace)型に入れるべきでない。また西部カラフト山脈の地体構造と，カフカズ地向斜地域の山麓山脈——Belousov は中間型すなわち"櫛状褶曲"(comb fold)構造の発達を指摘している——とを対比することは難しい。

西部カラフト複背斜には，地塊の運動方向に，カフカズの山麓山脈では認められない明確な方向性が観察される。したがつて白亜系からなる西部カラフト山脈の褶曲構造は，最終発達段階にある地向斜地域に特徴的な，完全褶曲構造か，または線状褶曲構造に入れるべきである。

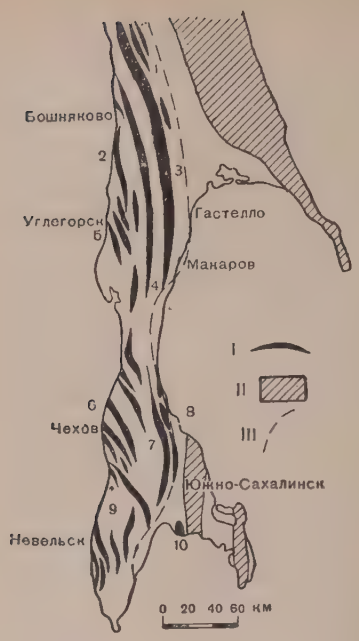
西部カラフト山脈は，その西側と東側とを2つの造構沈降凹地または複向斜帯で縁取られている。このような状態は，地層が単斜構造を形成し，西斜面では西方へ，複背斜の東斜面では東方へ向かうにしたがつて，一層古期地層から一層新期地層へ，規則的に変わるので，きわめて明らかである。したがつて，タタール海が成因的には造構運動でなく，古アムール河の侵食活動と関連性があるという Gnedin の説は，このような事実と一致しない。第三の要因が明らかにタタール海の成因となつている。すなわち古アムール河は，当時すでに形成されていた沈降凹地に沿つて，河口に注いでいたのである。カラフト南部の西海岸の第三系の発達地域における厚さおよび岩相が，東から西へ向かつて変化する状態から推定すると，調査地域が独立の構造要素として形成され初めたのは，第三紀の始新世である。

この地域——西部カラフト山脈の西部山麓凹地——の特徴は，褶曲構造の線状特性である。この地域では，褶曲(構造)は，数平行線をなして延長し，旧第三紀および中新世初期のドウエ層およびハンダシィン層の等層厚線(isopachyte)と共通の方向性をもつている(第1図参照)。きわめて明白に認められる背斜向斜褶曲の軸部を除けば，水平状地層はこゝでは観察されていない。

褶曲の非対称性は，この地域ではかなり低度に現われている。しかし一層注意深く態を検討すれば，東部から西部にかけて地塊の運動傾向，すなわち東翼よりも西翼が一層急峻(steep)となる傾向が認められる。このような現象は，振幅が比較的低度の衝上げ——東方向に傾く——の配列方向で裏付けられる。背斜構造の西翼が一層急峻なのは，地質図および多くの研究者の報告中に認められる。

このように Belousov の術語をとりあげると，褶曲構造はこの地域では完全型または線型に入れることが可能である。

以上の点からみれば，西部カラフト山脈およびカラフト南部の西海岸(おそらくはタタール海峡地域は，Gnedin が考えるように Plate-forme でなく，また地向斜と Plate-forme との中間地帯でなく，第三紀の複背斜として考えることができるであろう。



I 背斜褶曲系
II 古期褶曲構造の強化地域
III 新第三紀地向斜地域の推定境界線
1 khandasin 褶曲グループ
2 Boshnyakovo-Lesogov 褶曲グループ
3 幌内複背斜山脈
4 沿海複背斜山脈
5 含炭褶曲グループ
6 Chekhov 褶曲グループ
7 南部カラフト山脈の複背斜構造
8 Aisk 褶曲グループ
9 Nevelisk 褶曲グループ
10 Korsakov 構造

第1図 タタール海地向斜地域における褶曲の特性

Plate-forme 地域には，カラフトの僅かな地域，すなわちカラフト島の北西部がはいる。これら地域は断続的に発達する褶曲構造の存在と，カラフトの他の地域と若干異なる重力および磁場の変化とによつて特色づけられる。

西部カラフト山脈から東方に位置し，Susu 河および Naib 河の河谷を占める地域，およびタータル海峡にいたるオホーツク海の西海岸の褶曲構造の特性については，現在のところ判然としていない。

Alekseichik が中央カラフト複向斜に入れているこの沈降凹地の中央部は，第四紀の厚い被覆層下に埋伏されている。その西部では，白堊紀の岩石が，第三系上に——ときには擾乱面を伴なわないで——のつているのが観察されている。東翼では，第三紀の堆積物が古生代岩石層上に平行不整合に重なつているのが認められている。中央向斜地帯の南部で行なわれた調査によつて，若干の背斜構造が発見されている。そのうち2つの背斜構造——ドーリンおよびアイスクーは1つの構造線に統一することが可能である。しかし完全褶曲構造に特徴的な地体構造の規則的な連珠状 (bead-like) 配列は，この地域では認められない。コルサコフ地塊またはマグンタン (Maguntan) 泥火山地域にみられるある種の地体構造は，本質的にみて，不連続褶曲型に特徴的な孤立した緩短軸背斜構造 (brachy anticline) である。

東海岸の南部——Susu 河および Naib 河河谷——の明白な特性は，古期火山生成物，第三紀の火山源岩相および火山作用過程と関連性のある他の特性とを欠失している。

このような現象はこの地域がタタール海峡の複背斜地域と異なる地体構造であることを示している。

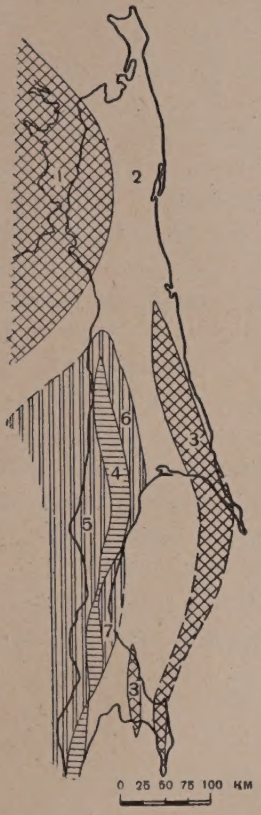
油田が分布するカラフトの北東地域の褶曲構造に関しては，さまざまな解釈が行なわれていた。この地域で行なわれた地質調査および採油調査によつて，その型態が異なるきわめて多様な背斜構造が多数発見されている。

Bydnikov および Gnedin は，型態指標によつて既知の背斜構造を類型化した。Bydnikov は5構造型を，Gnedin は3構造型に分類している。ここでは詳細に論議しないが，カラフト北東沿岸の背斜構造は，型態ばかりでなく，接線応力の方向も異なつていることに留意すべきである。例えば東翼——Ekhabi，東部 Ekhabi——では，褶曲構造は一層急であつて，ときには衝上現象が認められる。しかし Palomai，Gyrylani では西翼が一層急である。以前には，地質調査で明らかにされた背斜造構は，4造構線上に配列し，最東端はオホーツク海の沿岸に沿つて走つていると考えられていた。現在のデータでは第三紀の第二半期には，この地域は地向斜と地背斜地域との間の中間地域の特性をすでに帯びていたことが考えられる。しかし第三紀初期の火山岩類および転倒褶曲が存在するので，この地域を第三紀初期の向斜帯に入れられる根拠

が与えられる。

このようにしてカラフトに発達する褶曲構造および堆積物の特性によれば，第２図に示してあるように，一定の構造帯と構造様式に明らかに分けられる。

完全褶曲構造の発達する地域は，



1 Plate-forme 地域
2 Plate-forme と地向斜地域との間の移行帯
3 古期褶曲構造の固化地域
4 西部カラフトの内複背斜地域
5 タタール海峡の地向斜地帯
6 Khandasin 沈降帯
7 Dudin 沈降帯

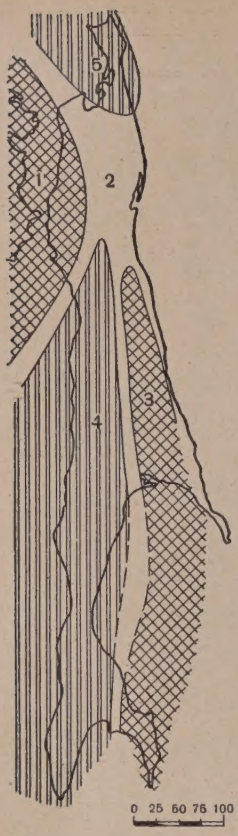
第２図　第三紀の二半期の造構様式

1 移動帯
2 固化地域

第３図　第三紀地史における移動帯の分布

中間複背斜構造の型態をとる西部カラフト山脈である。この種地体構造はタタール海の地向斜地帯が内地背斜帯と内向斜帯とに分裂，崩壊した結果，中新世の中期に形成されたものである。内地向斜帯および内地背斜帯には，タタール海峡の東部およびカラフトの内部沿岸地帯が入れられる。

固定化地向斜地帯と地向斜帯との間の中間地帯には，中央カラフト谷の南部および北部カラフトの大部分の地域を考えるべきである。北部の西海岸は明らかに Plate-forme 地域――第三紀の初期にすでに相当固定化していた――が入れられる。



1 Plate-forme 地域
2 Plate-forme と地向斜との間の移行帯
3 古期褶曲構造の固定化地帯
4 タタール海峡の地向斜地帯
5 Schmidt 半島の地向斜帯

第4図 第三紀半期のカラフトの構造図

地塊が強度に固定化している地域には，古生代岩石が露出している地域が入れられる。これらの地域には，東部カラフト山脈，Susunai 山脈，Tonino-Anivsk 半島の古生代地塊が分布している。

地向斜地帯および Plate-forme 地帯への移行地帯に入れる地向斜地帯に区分されている地帯では，地球物理学的データ，岩石学的研究地層の等層厚線特性に基づいて，カラフトの第三紀の全地史にわたつて沈降傾向で特徴づけられる7沈降帯が分けられる（第3図）。

第三紀の前半期の地体構造図は，分化度が低いので区別される（第4図）。タタール海地域，カラフトの南部沿岸地帯，カラフト南部の西海岸，西部カラフト山脈および中央カラフト谷は，その当時西方は東部アジア Plate-forme に限られ，東方は古生代地塊――中生代の褶曲運動と関連性がある――とに接する単一の複地向斜凹地であつた。この地塊は，本質的にみて，一層広域にわたつて発達していた内地複背斜帯と一層古期の複地向斜帯――日本地向斜帯――とを構成していたことが推定される。

このように，カラフトでは，地向斜帯の逐次的，かつ規則的発展段階が観察される。すなわち，地向斜性の弱分化帯の発生と，次いでさらに一層小規模な隆起帯――（内背斜帯）と沈降凹地（内地向斜体）――の解体が強列に進行している。この場合隆起帯の発生は，地向斜凹地の中央部に起こり，それに伴なつて強烈な火山活動が行なわれ，最大沈降盆地が形成されるモメントとなつた。しかし現在カラフト山脈にみられるような褶曲地帯への地向斜の転化過程は，初期に発生した背斜構造の成長・拡大を媒介として行なわれたことは明らかである。

地質調査所月報　第10巻 第8号　目 次

報　　文

垂直探査の解析法の改良について
岩石試料中のナトリウムおよびカリウムの炎光分析
（G-1，　W-1試料について）
三重県名張地方チタン鉱床調査報告
群馬県渡良瀬川流域工業用水源調査報告
—関東西部地域調査　第10報—
山口県山陽線沿線工業用水源予察調査報告

概　　報

徳島県宍喰鉱山調査報告
徳島県星越鉱山調査報告
徳島県長杜珪石鉱山調査報告
群馬県横川附近のベントナイト鉱床
岩手県宮守・附馬牛・栗橋地区ペグマタイト鉱床調査報告
岡山県蒜山原物理検層報告
淡路島南西部（西淡町）の和泉層群に不整合に覆われる石英斑岩類

資　　料

玄武岩マグマの研究問題

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地	電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地	電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目	電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）	電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）	電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市東区杉山町1番地	電話 (94) 3052番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）	電話（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市鍛冶屋町4の16（竹内ビル内）	電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）	電話（2）6743番

昭和34年7月25日　印　刷
昭和34年7月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 10 JULY 1959 No. 7

CONTENTS

T. Bamba & M. Saitō: Geology and Gold-silver Deposits of the Kitanoo and Other Several Mines, Ikutahara Gold Mining District, Kitami Province, Hokkaidō 1 (553)

H. Otsu, I. Sunagawa, K. Takahashi, M. Tanemura & N. Gōhara: Study on the Kurokō-like Stockwork Copper Deposits of the Tsuchihata Mine, Iwate Prefecture 15 (567)

H. Nakamura & Others: Relation of the Geological Structure to the Occurrence of Natural Steam in the Onikōbe Basin, Miyagi Prefecture 23 (575)

S. Maki: Organic Matter of Peat Bog and its Underground Water 49 (601)

Y. Ono: Various Problems on the Resistivity of Formation Water 65 (617)

T. Kawashima: On the Deformation of Reflected Wave due to Sampling Filter 75 (627)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 10, No. 7, 1959